

CORPORACIÓN DE DESARROLLO E INVESTIGACIÓN GEOLÓGICO-MINERO-METALÚRGICA



MINISTERIO DE ENERGÍA Y MINAS







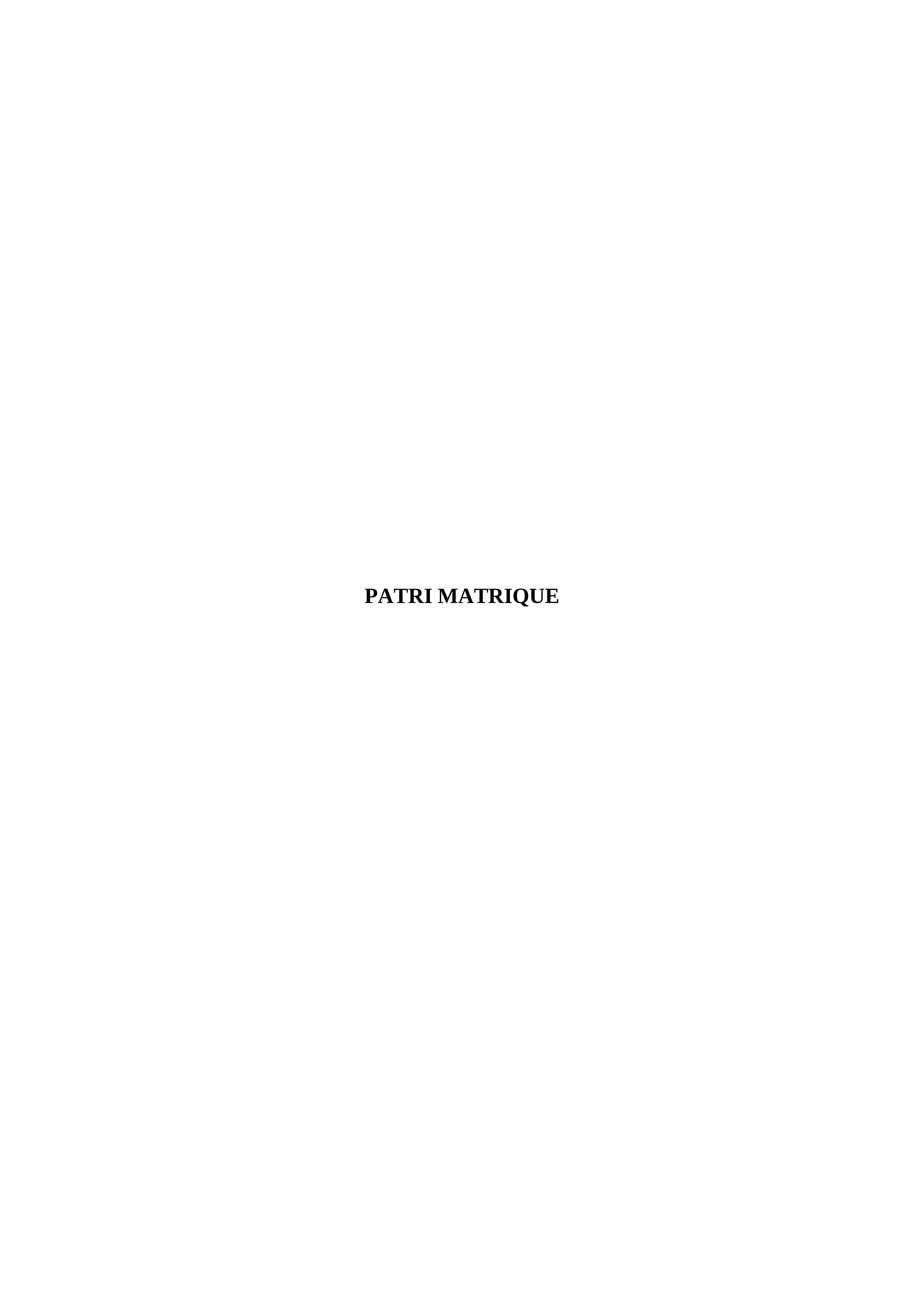
BRITISH GEOLOGICAL SURVEY

INFORME No. 2

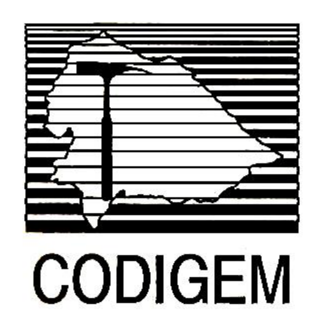
MAPA PARCIAL DE LA REPÚBLICA DEL ECUADOR

PROYECTO DE DESARROLLO MINERO Y CONTROL AMBIENTAL DEL BANCO MUNDIAL

PROGRAMA DE INFORMACIÓN Y CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA (CORDILLERA OCCIDENTAL)



PATRI MATRIQUE





PROYECTO DE DESARROLLO MINERO Y CONTROL AMBIENTAL

PROGRAMA DE INFORMACIÓN Y CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

Informe Número 2

GEOLOGÍA DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL DEL ECUADOR

ENTRE 2°00’ Y 3°00’S

Peter Dunkley

Alina Gaibor

CODIGEM-BRITISH GEOLOGICAL SURVEY

Quito-Ecuador

1997

Traducción al español por

Stalyn Paucar

2024

Referencia

Dunkley, P., & Gaibor, A. (1997). *Geología de la Cordillera Occidental del Ecuador entre 2°00’ y 3°00’S* (Stalyn Paucar, Ed. y Trad., 2024). Informe Número 2. Programa de Información y Cartografía Geológica. BGS-CODIGEM/MEM.

CONTENIDO

FIGURAS

TABLAS

LÁMINAS

ANEXOS

1. INTRODUCCIÓN

Este informe describe la geología de la Cordillera Occidental del Ecuador entre 2° y 3°S.

El informe se basa en un estudio de reconocimiento llevado a cabo como parte del Programa de Información y Cartografía (PICG), que forma parte de un proyecto de asistencia técnica multilateral más amplio, el Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental (PRODEMINCA), financiado por el Banco Mundial y los Gobiernos de Ecuador, Suecia y el Reino Unido (*Department for International Development*).

Uno de los principales objetivos del Programa de Información y Cartografía Geológica es promover el desarrollo del Sector Minero en Ecuador proporcionando una base de datos geológica internamente coherente para la Cordillera Occidental. Este programa está siendo ejecutado por el *British Geological Survey* (BGS) y la Corporación de Desarrollo e Investigación Geológico Minero-Metalúrgica (CODIGEM).

El mapeo geológico de la Cordillera Occidental al sur del ecuador comenzó en 1995, con equipos separados de geólogos desplegados en cada uno de los cuatro sectores entre 0°-4°S. Esta primera fase de mapeo se completó a mediados de 1997, tras lo cual se publicaron mapas geológicos para los tres sectores meridionales (BGS-CODIGEM, 1998a, 1998b, 1998c). Actualmente, el estudio continúa al norte del ecuador, y eventualmente se publicarán dos mapas geológicos adicionales para los dos sectores de la cordillera entre 1°S y la frontera con Colombia.

Aunque este informe tiene fecha de 1997, fue revisado en 1998 tras la publicación del mapa geológico correspondiente (BGS-CODIGEM, 1998b).

También se está llevando a cabo un estudio geoquímico regional de drenaje de la Cordillera Occidental como parte del Programa de Información y Cartografía Geológica. Los resultados del estudio geoquímico para el sector 2°-3°S de la cordillera, cubierto por este informe, se presentan en Williams et al. (1998).

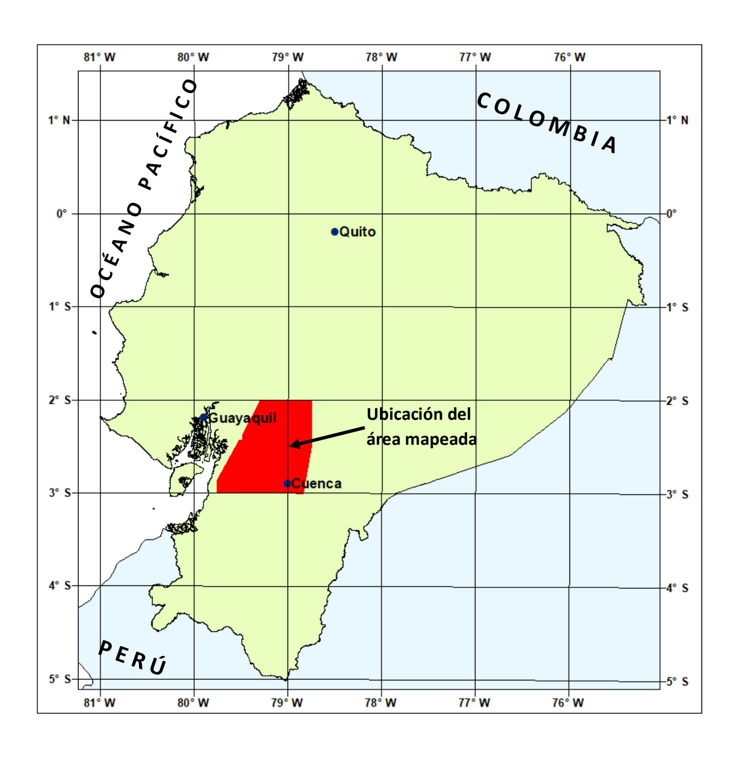


Figura 1. Ubicación del área mapeada

2. CONTEXTO GEOLÓGICO DEL ÁREA DEL PROYECTO

2.1 Contexto tectónico moderno de la región ecuatoriana

Los Andes dominan la geología y la estructura de la región, y forman una cadena montañosa continua de más de 7000 km de longitud que se extiende a lo largo de toda el margen del Pacífico en América del Sur. Al oeste de este margen se encuentra un sistema de fosas oceánicas profundas, a lo largo del cual la corteza oceánica del Pacífico se subduce bajo el continente.

La cordillera de los Andes puede dividirse en tres segmentos: los Andes del Sur, los Andes Centrales y los Andes del Norte, cada uno de los cuales presenta diferentes tendencias estructurales, historias magmáticas y estilos de metalogénesis (Gansser, 1973; Sillitoe, 1974). Ecuador se encuentra en la parte central de los Andes del Norte. En términos generales, la Placa de Nazca se está subduciendo bajo el margen continental del sector ecuatoriano. En detalle, la corteza oceánica joven (<20 Ma) generada por el centro de expansión Nazca-Cocos en la Zona de Rift de Galápagos se está subduciendo oblicuamente a lo largo de la fosa ecuatoriana con un ángulo de descenso de 25-35° y una tasa de convergencia de aproximadamente 9 cm por año (Lonsdale, 1978).

2.2 Estructura regional del Ecuador

Ecuador se divide en tres principales áreas fisiográficas: la "Sierra", un sector de la cadena montañosa de los Andes que corre de norte a sur a lo largo de la región central del país, y que separa la cuenca amazónica u "Oriente" en el este, de la llanura costera o "Costa" al oeste.

El Oriente es una gran cuenca sedimentaria que incluye una secuencia de carbonatos de plataforma, subyacida por un basamento cratónico más antiguo. Tanto la cuenca como el basamento han sido intruidos por grandes batolitos granitoides, localizados principalmente a lo largo de la compleja zona subandina de pliegues y corrimientos que separa el Oriente de la Sierra hacia el oeste.

La Costa abarca toda la región al oeste de la Sierra y consiste en una gran llanura aluvial, subyacida por sedimentos de antearco del Cretácico Tardío al Cenozoico y terrenos oceánicos y de arcos insulares acrecionados, que afloran localmente en las colinas de la Cordillera Costera.

La Sierra está compuesta por dos cadenas montañosas paralelas, separadas a lo largo de gran parte de su extensión por un graben axial, el Valle Interandino. La Cordillera Real, al este, está dominada por cinturones lineales de rocas metamórficas, intruidas por granitoides del Mesozoico temprano de ambos tipos S e I, cubiertos a lo largo de gran parte de su longitud por rocas volcánicas calco-alcalinas del Cenozoico. La Cordillera Occidental, al oeste del graben, está dominada por rocas volcánicas basálticas y volcanoclásticas y secuencias de turbiditas del Mesozoico tardío al Cenozoico temprano, que en parte son terrenos oceánicos acrecionados. Éstas están cubiertas por rocas volcánicas calco-alcalinas de margen continental de composición intermedia a ácida del post-Eoceno medio, que, junto con los terrenos basálticos al oeste, están intruidos por granitoides del Terciario medio a tardío.

El graben intermontano axial, o Valle Interandino, es una estructura extensional limitada en gran parte de su longitud por fallas activas. Está relleno con secuencias sedimentarias y volcánicas que probablemente datan de los tiempos Oligoceno-Mioceno y es el foco del volcanismo cuaternario, manifestado por una cadena de estratovolcanes modernos.

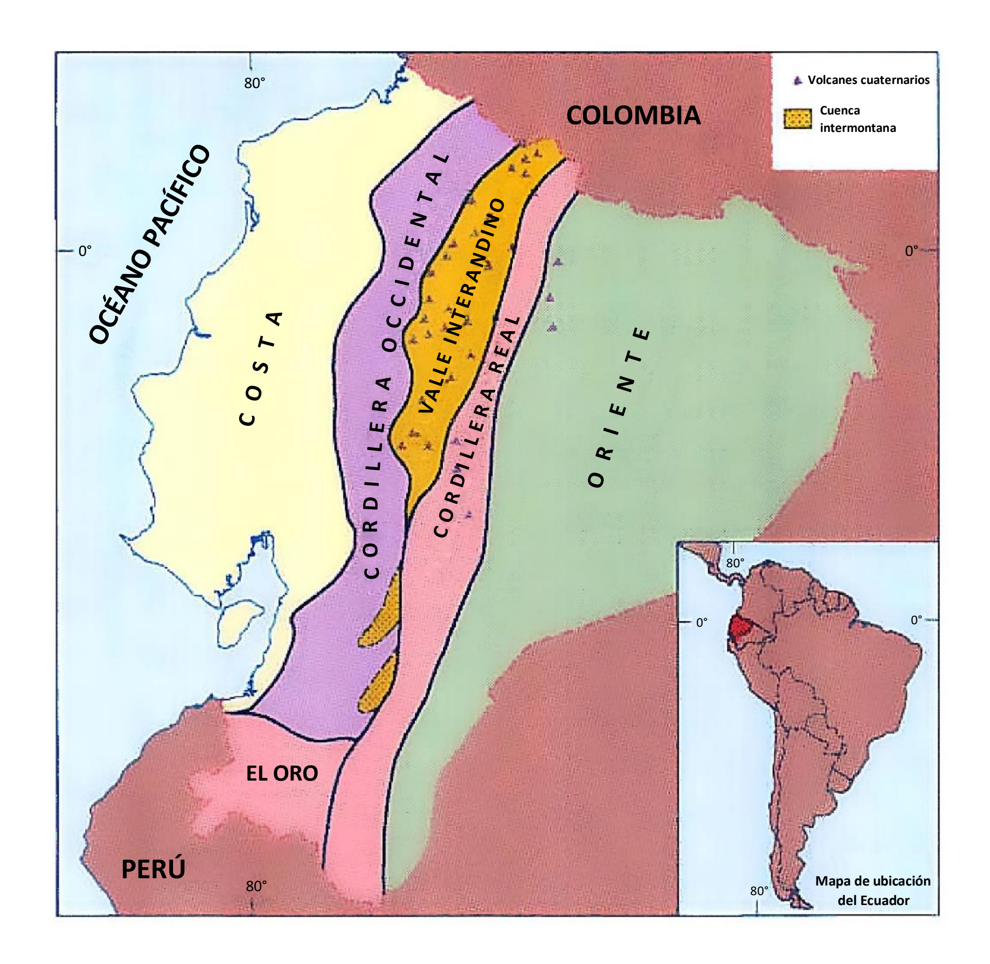


Figura 2. Mapa simplificado que muestra los principales elementos tectónicos de Ecuador

2.3 Resumen de los trabajos geológicos previos en Ecuador

Wolf (1892) publicó el primer mapa y descripción geológica integral del Ecuador. Este trabajo se mantuvo como la referencia estándar hasta la publicación de Sauer (1957, 1965), que incluyó y complementó los trabajos anteriores de Tschopp (1948, 1953), basados principalmente en estudios confidenciales de las cuencas sedimentarias del Ecuador para la industria petrolera. Posteriores estudios sistemáticos de las cuencas sedimentarias fueron realizados por el Instituto Francés del Petróleo, lo que llevó a la primera síntesis geodinámica realizada por Faucher y Savoyat (1973).

Un programa sistemático de cartografía geológica fue llevado a cabo por el *Institute of Geological Sciences* (IGS) (ahora *British Geological Survey*) y la Dirección General de Geología y Minas (DGGM) durante el período 1969-1980. Esto resultó en la publicación de varios mapas geológicos a escala 1:100000 y un nuevo mapa geológico nacional a escala 1:1000000 con un boletín explicativo (MRNE-IGS, 1982; Baldock, 1982). Las publicaciones relacionadas de este período sobre la geología del Ecuador incluyen las de Henderson (1979), Bristow y Hoffstetter (1977), Kennerley (1980) y Bristow (1981).

Un segundo proyecto de cooperación técnica BGS-DGGM/INEMIN/CODIGEM llevó a cabo un mapeo geológico regional y un estudio del potencial mineral de los cinturones metamórficos de la Cordillera Real y El Oro durante el período 1986-1993 (Litherland et al., 1994; Aspden et al., 1995). Esta fase de trabajo también resultó en la publicación de un nuevo mapa geológico nacional y un mapa tectono-metalogénico a escala 1:1000000 (BGS-CODIGEM, 1993a, 1993b).

2.4 Resumen de los trabajos geológicos previos en la Cordillera Occidental

Antes del presente proyecto, la mayoría de los estudios se habían concentrado en la geología de los sectores central y norte de la Cordillera Occidental, y se había realizado poco trabajo sistemático en el área cubierta por el presente informe. Por lo tanto, el siguiente resumen de los trabajos geológicos previos en la cordillera es superficial y solo cubre el desarrollo de ideas relacionadas con aquellas unidades de roca que se encuentran dentro del área cartografiada.

Los primeros estudios realizados por Wolf (1892) describieron los principales tipos de roca de la Cordillera Occidental y la Cordillera Costera como “rocas porfídicas y rocas verdes”. Posteriormente, Tschopp (1948) introdujo nombres estratigráficos formales para estas secuencias, proponiendo el nombre de Formación Piñón para las rocas volcánicas básicas de la Cordillera Costera, mientras que conservó los términos descriptivos de Wolf para las rocas volcánicas básicas de la Sierra. Sauer (1965) utilizó posteriormente el término “Formación Diabásica-Porfirítica” para las rocas volcánicas básicas de la Sierra y también empleó el término “Formación Yunguilla”, que había sido originalmente introducido por Thalmann (1946) para las turbiditas marinas de edad Maastrichtiense de la región Quito-Nono en la Cordillera Occidental.

La cartografía sistemática realizada por geólogos del *Institut Français du Pétrole* a mediados de los años sesenta llevó a la primera correlación entre la geología de la Cordillera Costera y la de la Cordillera Occidental. El nombre Formación Piñón se utilizó para el basamento oceánico cretácico, que comprendía “rocas verdes” y diabásicas. Más tarde, Goossens y Rose (1973) propusieron que estas rocas fueran renombradas como el Complejo Ígneo Básico.

Las ideas posteriores sobre la estratigrafía de la Cordillera Occidental fueron influenciadas por estudios realizados por geólogos del IGS/DGGM, y en particular por la interpretación de Henderson (1979), quien propuso que las rocas volcánicas básicas de la Cordillera y de la Costa eran de diferente edad y origen. El nombre Piñón se mantuvo, pero se restringió a las rocas volcánicas basálticas del piso oceánico de la Costa, mientras que se creó el nombre Formación Macuchi para las “rocas verdes” de la Cordillera Occidental, que fueron interpretadas como rocas volcanoclásticas de un arco insular, basándose en una combinación de evidencias litológicas y geoquímicas. Las rocas conglomeráticas, anteriormente conocidas como Formación Cayo Rumi en la sección de la carretera Santo Domingo-Alóag, fueron renombradas como Formación Silante. Estas rocas se interpretaron como directamente sobrepuestas a las rocas volcanoclásticas de Macuchi y, a su vez, se pensaba que estaban cubiertas por la Formación Yunguilla, de edad comprobada Maastrichtiense a Paleoceno. Más al sur, al este de Quevedo-La Maná, se reportaron fósiles del Eoceno temprano en la Formación Macuchi, y sills de andesita dentro de la secuencia arrojaron edades K/Ar del Eoceno Medio. Además, se registraron fósiles del Eoceno en la secuencia de flysch suprayacente del “tipo Yunguilla”. Por lo tanto, Henderson interpretó que la Formación Macuchi y, por inferencia, la unidad de flysch suprayacente eran fuertemente diacrónicas, y les asignó una edad que va desde el Cretácico hasta el Eoceno a lo largo de la cordillera.

El trabajo posterior de Egüez (1986) en el sector central de la Cordillera Occidental resolvió en parte el dilema Macuchi-Yunguilla introducido por Henderson (1979, 1981). Egüez demostró la presencia de dos secuencias de turbiditas litológicamente similares, pero de diferentes edades, que previamente habían sido mapeadas como una sola unidad, la Formación Yunguilla. Se sabía que la verdadera Formación Yunguilla tenía una edad que iba desde el Cretácico tardío hasta el Paleoceno temprano, y se demostró que la secuencia más joven, la Formación Apagua, era de edad Eoceno medio o más reciente. Egüez restringió el término Macuchi (*sensu stricto*) a una unidad volcánica-volcanosedimentaria de edad Eoceno temprano a medio, y también reconoció la presencia de verdaderos basaltos de piso oceánico, a los cuales denominó Unidad Toachi y los equiparó con la Formación Piñón de la Costa.

Los estudios geoquímicos de Lebrat (1985) mostraron que la Formación Macuchi, según Henderson, incluía basaltos toleíticos de arco insular, basaltos oceánicos tipo MORB y basaltos calcoalcalinos. Las rocas MORB fueron correlacionadas con la Formación Piñón de la Costa, y las rocas volcánicas calcoalcalinas fueron erróneamente correlacionadas con la Formación Celica del Cretácico en el sur de Ecuador (mientras que el presente estudio indica que pertenecen al Grupo Saraguro del Eoceno-Mioceno). De manera similar, Van Thournout et al. (1992) reconocieron tres secuencias volcánicas en la parte noroeste de la Cordillera Occidental. Éstas incluían basaltos MORB del Cretácico temprano, una secuencia de basalto toleítico a calcoalcalino de arco insular del Eoceno y una secuencia volcánica calcoalcalina del Oligoceno compuesta principalmente por rocas andesíticas y dacíticas. En la última versión del mapa geológico nacional (BGS-CODIGEM, 1993a), las rocas volcánicas pre-oligocénicas de la Cordillera Occidental se dividieron en una secuencia de arco insular del Paleoceno al Eoceno, denominada Unidad Macuchi, y una secuencia ofiolítica pre-Senoniana llamada “Piñón de la Sierra”.

Una gran parte de la Cordillera Occidental en el sur de Ecuador (que incluye el área de este informe) está compuesta por rocas volcánicas calcoalcalinas de margen continental del Cenozoico, de composición intermedia a ácida. La cartografía anterior de la región incluyó grandes áreas de estas rocas dentro de la Formación Tarqui (Mioceno más Superior) o en la Formación Macuchi (sic.), como se observa en el mapa geológico del área de Cuenca (DGGM, 1980b). La última edición del mapa geológico nacional (BGS-CODIGEM, 1993a) asignó estas secuencias a los Volcánicos Pisayambo, de supuesta edad Mioceno tardío-Plioceno, o a los Volcánicos Saraguro, de supuesta edad Oligoceno.

Uno de los aspectos más importantes del trabajo actual ha sido un estudio relativamente detallado de las rocas volcánicas cenozoicas del área, la mayoría de las cuales han sido redefinidas como el Grupo Saraguro. El nombre Saraguro había sido previamente asociado con algunas de estas rocas (Baldock, 1982; BGS-CODIGEM, 1993a), pero ahora se utiliza en un sentido más restringido para secuencias volcánicas no divididas de edad Oligoceno. El trabajo actual ha demostrado que el Grupo Saraguro está compuesto por un número considerable de diferentes unidades volcánicas que datan desde el Eoceno Medio tardío hasta el Mioceno temprano. Dentro del área cubierta por este informe, el grupo incluye casi todas las rocas que anteriormente se pensaba que eran mucho más jóvenes y se mapearon como los Volcánicos Pisayambo y la Formación Tarqui, así como rocas que anteriormente se consideraban más antiguas y se mapearon como la Formación Macuchi.

3. DESCRIPCIÓN DEL ÁREA Y MÉTODOS DE TRABAJO

3.1 Fisiografía del área

El área mapeada cubre aproximadamente 6300 km^2 de la Cordillera Occidental entre los 2° y 3° de latitud sur.

El área está limitada al oeste por la Costa, una amplia llanura costera de entre 15 y 100 km de ancho, que se extiende hacia el oeste desde las estribaciones de la cordillera hasta el océano Pacífico. Numerosos abanicos aluviales y coluviales de gran tamaño se desarrollan a lo largo de la base de las estribaciones occidentales, donde los ríos desembocan desde la cordillera hacia la llanura costera.

En el sureste del área mapeada, la Cordillera Occidental está limitada en el lado este por la cuenca de Cuenca. Ésta es una gran cuenca sedimentaria intermontana, de edad Mioceno a Reciente, situada entre la Cordillera Occidental y la Cordillera Real, a una altitud de entre 2500 y 2800 m. La cuenca de Cuenca se extingue al norte del Río Cañar, y la Cordillera Occidental se yuxtapone con la Cordillera Real sin una depresión intermontana intermedia.

El Río Cañar fluye a través de la Cordillera Occidental de este a oeste en la latitud de aproximadamente 2°30’, y divide el área mapeada en dos regiones distintas. El bloque fisiográfico más grande se encuentra al sur del Río Cañar y consiste en una zona montañosa alta, en gran parte deshabitada. La parte oriental de este bloque, en el área de Cajas-Gualleturo-Chiquintad, está ocupada por una zona escarpada y glaciada de páramo con numerosos lagos y áreas de turbera. La altitud generalmente varía entre 3500 y 4000 m, aunque numerosos picos rocosos superan este nivel, alcanzando un máximo de unos 4500 m en el Filo Cajas [6932-96967]. Los ríos que nacen en esta elevada zona fluyen radialmente hacia la Costa en el oeste, hacia el Río Cañar en el norte y hacia la cuenca de Cuenca en el este. En el alto páramo, los ríos fluyen a través de amplios valles glaciados caracterizados por pasos rocosos y cuencas rocosas que contienen lagos. Al descender del alto páramo, los flancos occidentales de la cordillera descienden rápidamente hacia la llanura costera, y los ríos aquí son torrentes de rápido flujo en valles y barrancos profundamente cortados. En contraste, los flancos norte y noroeste del bloque de Cajas tienen la forma de pendiente amplias, moderadamente inclinadas, cubiertas por lavas, pero por debajo de los 3000 m descienden abruptamente hacia el valle del Cañar. De manera similar, los flancos orientales del área de Cajas tienen la forma de una amplia pendiente cubierta por lavas, que desciende con gradientes moderados hacia la cuenca de Cuenca.

Al norte del Río Cañar, el terreno está fragmentado en varios bloques fisiográficos más pequeños por los valles controlados por fallas de los ríos Chimbo y Chanchán. Los patrones de drenaje son complejos, pero todos los ríos fluyen hacia el oeste y el suroeste. La mayoría se unen a los ríos Chimbo, Chanchán o Cañar y luego fluyen hacia el oeste hasta la Costa. Esta parte norte del área aumenta en altitud hacia el este y culmina en una meseta a lo largo del margen oriental de la cordillera entre Zhud y Tixán. Estas mesetas generalmente superan los 4000 m de altitud y alcanzan localmente alturas de aproximadamente 4400 m en una serie de montañas planas, siendo la más alta el cerro Cisarán. A lo largo de gran parte del margen oriental del área al norte del Río Cañar no hay valle Interandino y, por lo tanto, no existe una distinción topográfica clara entre la Cordillera Occidental y la Cordillera Real.

En el noreste del área, alrededor de Palmira, el Valle Interandino se desarrolla nuevamente. Consiste en una llanura ondulada a una altitud de alrededor de 3000 m, que está delimitada al oeste por el terreno más alto de la Cordillera Occidental, compuesto en gran parte por rocas volcánicas, y al este por el terreno metamórfico de la Cordillera Real. La llanura es subyacida por sedimentos fluvio-lacustres y cenizas volcánicas jóvenes, que debido a su naturaleza porosa dan lugar a un ambiente semiárido caracterizado por depósitos superficiales de arena y ceniza eólica con parches de grava residual.

3.2 Acceso

El acceso dentro del área es generalmente deficiente, particularmente en el terreno elevado al sur del Río Cañar.

Las carreteras principales corren de norte a sur a lo largo de los márgenes oriental y occidental del área. Estas incluyen la carretera Panamericana, que atraviesa el fondo de la cuenca de Cuenca entre Cuenca y Cañar, y luego se dirige hacia el norte a lo largo del margen oriental del área pasando por Zhud y Alausí hasta Palmira, y desde allí continúa hacia el norte hasta Riobamba. Otra carretera principal también corre paralela a la cordillera a lo largo de la llanura costera a una corta distancia al oeste de las estribaciones. Esta carretera pasa hacia el norte desde Machala a través de Naranjal, La Troncal, El Triunfo y Cumandá, y luego gira hacia el noreste a lo largo del valle del Chimbo hasta Pallatanga y luego hasta Riobamba.

Varias carreteras importantes cruzan la cordillera, conectando la ruta costera en el oeste con la carretera Panamericana al este. Estas incluyen la espectacular nueva carretera entre Cuenca y Jesús María, pasando por San Felipe de Molleturo, y la carretera de Zhud a La Troncal, que pasa por Suscal. Carreteras de tierra menos transitadas cruzan el norte del área entre Alausí y El Triunfo a través de Huigra, y entre Alausí y Pallatanga.

El acceso por carretera a través de la parte principal del área al sur del Río Cañar es muy deficiente. Aparte de la ruta principal Cuenca-Jesús María, las únicas otras carreteras transitables son desde la Costa hacia Carmen de Pijilí en el suroeste del área, desde Cuenca hacia el oeste hasta Chaucha y Pimo, y entre San Antonio de Gualleturo y Cañar a lo largo del lado sur del valle del Cañar. Aparte de unas pocas comunidades pequeñas y aisladas, gran parte del terreno elevado al sur del Río Cañar está deshabitado. Como resultado, hay pocos senderos, y esto, combinado con la altitud y la naturaleza accidentada del terreno, hace que el acceso a pie sea difícil y lento.

El área al norte del Río Cañar está generalmente más poblada y tiene muchas comunidades y pueblos pequeños. Como resultado, este terreno está mejor conectado por carreteras secundarias y cuenta con una red de senderos que permiten que la mayoría de las partes del área sean alcanzables en vehículo y a pie sin grandes dificultades.

3.3 Mapas geológicos anteriores del área

Los mapas geológicos anteriores del área se publicaron a una escala de 1:100000. Estos incluyen las hojas de Alausí (DGGM, 1975a), Cañar (DGGM, 1975b), Bucay (DGGM, 1979), Gualleturo (DGGM, 1980a), Cuenca (DGGM, 1980b) y Azogues (DGGM, 1980c). Estos varían considerablemente en detalle y calidad. Las áreas de la cuenca de Cuenca se mapearon con considerable detalle, y la estratigrafía y los mapas han soportado en gran medida el paso del tiempo. En contraste, la geología de la cordillera entre 2° y 3°S fue mapeada por estos estudios anteriores de manera muy superficial. Como resultado, los mapas geológicos previamente publicados del área guardan poca semejanza con el mapa realizado durante el presente proyecto.

3.4 Métodos de trabajo

El trabajo de campo se realizó entre septiembre de 1995 y enero de 1996, y entre mayo y noviembre de 1996. Cada excursión de campo duró aproximadamente tres semanas laborables, sumando alrededor de 170 días en total, incluyendo el tiempo de movilización.

Inicialmente, se realizaron recorridos geológicos a lo largo de las carreteras del área y, posteriormente, se llevaron a cabo numerosos y seleccionados recorridos a pie. El terreno elevado al sur del Río Cañar se examinó mediante varias travesías que empezaban desde el pequeño asentamiento de Patul en el centro del área. Estos recorridos más largos utilizaron mulas para el transporte de equipos y provisiones, y cada uno duró aproximadamente una semana.

Los detalles de las localidades se registraron en el campo en formularios de localidad que estaban numerados secuencialmente y precedidos por las iniciales PND. Además de las descripciones de la geología, cada formulario de localidad incluía información como coordenadas UTM, el nombre y código del mapa topográfico 1:50000 y números de muestra. Los números de localidad y muestra, así como la información geológica, se ingresaron en los mapas topográficos 1:50000 en el campo. Los números de localidad y muestra se transfirieron a cubiertas plásticas de cada mapa topográfico a escala 1:50000 en la oficina. En total se examinaron 2082 localidades y se recolectaron más de 1000 muestras. De estas muestras, 282 fueron seleccionadas para la preparación de secciones delgadas y análisis petrográfico. Los formularios de localidad, mapas de campo, mapas de muestras y localidades, muestras y secciones delgadas están archivados en las oficinas de CODIGEM en Quito.

Se obtuvieron análisis químicos de 62 muestras de roca. Éstas incluyeron 22 muestras de toba del Grupo Saraguro que fueron analizadas para elementos mayores en los laboratorios de Bondar Clegg en Vancouver, y 40 muestras de lava que fueron analizadas para elementos mayores y traza en el British Geological Survey y la Universidad de Leicester. Los análisis químicos se utilizaron para clasificar las rocas volcánicas utilizando el sistema TAS recomendado por la IUGS (Le Maitre, 1989).

Se tomaron lecturas con espectrómetro de rayos gamma en la mayoría de los afloramientos examinados durante el segundo año del proyecto utilizando un instrumento portátil EDA. Estas lecturas resultaron ser una herramienta valiosa para evaluar la composición de las rocas. El instrumento medía los conteos de rayos gamma en cinco canales, incluyendo dos canales para la radiación gamma total de diferentes niveles de energía, y tres canales específicamente para uranio, torio y potasio. Se analizó químicamente un conjunto de tobas del Grupo Saraguro y se encontraron buenas correlaciones lineales entre la intensidad de la radiación gamma y los contenidos de SiO_2 y K_2O. Por lo tanto, fue posible utilizar las mediciones de rayos gamma en el campo para obtener estimaciones bastante confiables de las composiciones de las tobas. La relación general de aumento de la radiación gamma con el aumento de SiO_2 y K_2O también se mantuvo para las lavas del área, aunque de manera menos clara. Los detalles de la relación entre la radiación gamma y la composición química se presentan en el Anexo 1.

Durante el transcurso del estudio se obtuvieron catorce nuevas dataciones radiométricas. Doce muestras fueron datadas mediante el método de trazas de fisión en zircones en el *Geological Institute of the Swiss Federal Institute of Technology* en Zúrich por Steinman (1997a), y dos muestras fueron datadas mediante el método K/Ar en separaciones de anfíbol en el *Scottish Universities Reactor Centre* en East Kilbride.

Se obtuvo una cobertura fotográfica aérea completa del área del Instituto Geográfico Militar (IGM). Las fotografías variaron en escala desde aproximadamente 1:40000 hasta 1:60000. La calidad general de las fotografías fue deficiente y se pudo obtener poca información útil, excepto aquella relacionada con los patrones de fractura.

Las imágenes Landsat TM fueron procesadas digitalmente en BGS Nottingham y se proporcionaron copias fotográficas en falso color al proyecto en Ecuador para su interpretación a escalas de 1:100000 y 1:250000. Las imágenes utilizadas fueron las escenas Landsat 010-61 y 010-62, ambas adquiridas el 16 de marzo de 1987. Las imágenes se produjeron combinando las bandas 4, 5 y 7, aplicando un estiramiento de contraste y una corrección de realce de bordes. Proporcionaron una buena visión global del área, pero generalmente fueron de poco uso para el reconocimiento de litologías y estructuras, excepto para los patrones de fractura. Uno de los principales problemas es que las imágenes sufren de cobertura nubosa sobre los flancos y estribaciones occidentales de la cordillera.

También se obtuvieron imágenes de radar satelital para el área a escalas de 1:100000 y 1:250000. La imagen fue adquirida por Radarsat el 25 de octubre de 1996 y procesada en BGS en Nottingham utilizando una combinación de suavizado, realce de bordes y estiramiento de contraste. Las imágenes resultaron útiles para reconocer lineamientos o trazas de fractura, particularmente a lo largo de los flancos occidentales de la cordillera, donde las imágenes Landsat TM presentaban una densa cobertura nubosa. Las imágenes de Landsat y Radarsat para el área pueden ser obtenidas de BGS Nottingham a solicitud.

Se compilaron mapas geológicos a una escala de 1:100000, de los cuales hay 6 mapas completos o parciales que cubren el área. Estos fueron digitalizados y los datos se redujeron a un solo mapa de escala 1:200000 para su publicación (BGS-CODIGEM, 1998a). Los datos digitalizados de los mapas a escala 1:100000 se encuentran en la base de datos/GIS del proyecto en las oficinas de CODIGEM en Quito.

4. LITOESTRATIGRAFÍA

4.1 Introducción a la estratigrafía del área

Varios sistemas de fallas principales con dirección hacia el noreste dividen el área en varias zonas de geología contrastante.

La zona más grande se encuentra al sureste de la Falla Bulubulu y está compuesta por un basamento de rocas metamórficas cubierto por rocas volcánicas calco-alcalinas de margen continental del Cenozoico, de composición intermedia a ácida. Éstas incluyen el Grupo Saraguro, recientemente definido, de edad del Eoceno Medio al Mioceno Temprano, y las formaciones Cisarán y Quimsacocha, de edad del Mioceno Tardío. Sedimentos de la cuenca intermontana de Cuenca aparecen a lo largo del margen oriental del área en el sureste. Estos son en su mayor parte de origen fluvial, pero también contienen estratos lacustres y evidencia fósil de incursiones marinas (Steinmann, 1997b). Las unidades de la cuenca que se extienden hasta los márgenes del área incluyen el Grupo Ayancay del Mioceno Medio y la Formación Turi del Mioceno Tardío.

Los basaltos oceánicos alóctonos de la Unidad Pallatanga se encuentran en un cinturón inmediatamente al noroeste de la Falla Bulubulu. Estos son de probable edad Cretácico y están cubiertos por, y tectónicamente intercalados con, turbiditas Maastrichtienses de la Unidad Yunguilla. Las unidades Pallatanga y Yunguilla están limitadas al noroeste por la Falla Multitud, que las separa de un cinturón deformado de turbiditas (más jóvenes) del Grupo Angamarca del Paleoceno a Eoceno. Este cinturón más joven de turbiditas está a su vez limitado a lo largo de su margen noroccidental por la Falla Chimbo-Cañi, al noroeste de la cual se encuentra otro terreno alóctono compuesto por rocas volcánicas y andesíticas basálticas y lavas de la Unidad Macuchi, que representan un arco insular acrecionado de edad del Eoceno Temprano y posiblemente del Paleoceno.

Un mapa geológico simplificado que muestra las principales unidades litoestratigráficas del área se presenta en la Figura 3, y las relaciones entre éstas se ilustran en las secciones verticales generalizadas de la Figura 4. La litología, las relaciones estratigráficas y los paleoambientes de las diversas unidades rocosas se describen en las páginas siguientes en un aproximado orden ascendente de edad.

4.2 Rocas metamórficas (M)

Las rocas metamórficas previamente solo se conocían de algunas localidades aisladas dentro del área, pero el mapeo realizado por el proyecto actual ha mostrado que son considerablemente más extensas de lo que se había reconocido hasta ahora. Éstas afloran en tres áreas principales. En el noreste, alrededor de Guasuntos [7445-97535], son contiguas con las rocas metamórficas de la Cordillera Real al este. Más al sur, forman un extenso cinturón lineal en las estribaciones occidentales centrales del área. En el suroeste, una zona de inliers metamórficos se extiende hacia el sur desde Molleturo a través de Chaucha hasta el mapa adyacente al sur.

4.2.1 Rocas metamórficas en el área de Guasuntos

En los alrededores de Guasuntos afloran esquistos filíticos y filitas de color gris oscuro a casi negro con horizontes finos de cuarcita y vetillas de cuarzo. Éstas son contiguas con las rocas metamórficas de la Cordillera Real al este y están cubiertas de manera inconforme e intruidas por andesitas de la Formación Cisarán. Litherland et al. (1994) se refirieron a estas rocas como la Unidad Guasuntos, incluyéndolas dentro del Terreno Guamote, cuyo protolito se consideraba una secuencia marina de edad Jurásica Inferior o posiblemente Cretácica Inferior.

4.2.2 Rocas metamórficas en la parte central-occidental del área

Las rocas metamórficas más extensas del área afloran en un cinturón lineal orientado hacia el noreste, de más de 40 km de largo, que se extiende desde la Quebrada Palamá [7150-97426] cerca de Huigra en el norte hasta las cabeceras del Río Putucay [6820-97100] en el sur, donde es atravesada por la diorita de Molleturo.

El cinturón está en gran parte delimitado por fallas. Al noroeste, está en todas partes fallado contra basaltos de la Unidad Pallatanga a lo largo del Sistema de Fallas Bulubulu. Al sureste, las rocas metamórficas están falladas contra, y cubiertas de manera inconforme por, las rocas volcánicas del Grupo Saraguro. A lo largo de gran parte de su extensión, la parte axial del cinturón está ocupada por una intrusión lineal de granodiorita que muestra localmente efectos de cizallamiento.

Al norte del Río Cañar, las rocas de este cinturón consisten principalmente en filitas grafíticas de color gris a casi negro, esquistos filíticos y cuarcitas con una esquistosidad casi vertical orientada hacia el NNE. En varias localidades, el protolito de estas rocas se puede reconocer claramente, como por ejemplo alrededor de La Delicia [6940-97257] y a corta distancia al norte en la antigua carretera La Troncal-Javín [6971-97266]. Aquí, consisten en limolitas, lodolitas y areniscas cuarcíticas de horizontes delgados, de origen probablemente turbidítico. También se encuentran conglomerados de cuarzo maduros en [7059-97353] y [6943-97272], y en esta última localidad parecen estar confinados a una estructura de canal cortante dentro de los sedimentos más finos.

En muchas localidades, los metasedimentos muestran los efectos de un intenso cizallamiento, incluyendo el desarrollo de estructuras miloníticas S-C y una fuerte lineación horizontal, que se cree que fue causada por el movimiento a lo largo del sistema de fallas Bulubulu.

Los esquistos están metamorfizados por contacto en los márgenes de la granodiorita que intruye el eje del cinturón. Por ejemplo, cerca de los contactos en La Delicia, se pueden observar grandes cristales euhédricos de quiastolita cortando la esquistosidad principal y un posterior clivaje de crenulación. Trouw (1976) también reporta la presencia de sillimanita en esta localidad.

La petrografía de las rocas de este cinturón no ha sido estudiada en detalle, pero parecen ser principalmente de bajo grado metamórfico y probablemente deben en parte su esquistosidad a los efectos del metamorfismo dinámico debido a los movimientos a lo largo de la falla Bulubulu.

Sin embargo, también se encuentran rocas metamórficas de grado mucho más alto. Por ejemplo, en la Quebrada Palamá, en el extremo norte del cinturón, Egüez et al. (1988) reportan la presencia de bloques de gneis de biotita con cuarzo azul, que fueron interpretados posteriormente como metagranitos por Litherland et al. (1994). Las rocas de alto grado también se encuentran dentro del cinturón al sur del Río Cañar. Por ejemplo, la sección a lo largo del Río Patul entre [6886-97117] y [6886-97136] expone esquistos relativamente de grano grueso, con biotita-moscovita y cuarcitas con vetillas de cuarzo ptigmáticas, que en algunos lugares son casi gnéisicas. En estos esquistos se ha identificado sillimanita y andalucita retrogradadas (PND-1398) (P. Duque, comunicación personal, 1997).

4.2.3 Rocas metamórficas en el área de Molleturo-Chaucha

Las rocas metamórficas ocurren en el suroeste del área en una zona de inliers fallados y colgantes de techo dentro y en los márgenes del batolito de Chaucha. Los inliers están controlados por fallas orientadas hacia el noreste que en varias áreas yuxtaponen las rocas metamórficas contra basaltos oceánicos de la Unidad Pallatanga al oeste. La zona se extiende hacia el suroeste desde Molleturo a través de Chaucha y hasta el área del mapa adyacente. Parece ser una continuación a lo largo del rumbo del cinturón metamórfico descrito en la sección anterior, habiendo sido cortada y separada de éste por la intrusión de la diorita de Molleturo.

El inlier más septentrional se encuentra a una altitud de 3600 m dentro de rocas volcánicas de la Formación Río Blanco, en el extremo noroccidental de la cresta del Cerro Llapín [6770-96904]. Aquí afloran esquistos relativamente de tamaño grueso con biotita y, cuarcitas, que en algunos lugares son gnéisicos.

Las rocas metamórficas están bien expuestas en la cresta de Llin Alto [6735-96805], situada a unos pocos kilómetros al norte de San Gabriel de Chaucha. Éstas consisten en esquistos de moscovita y clorita, cuarcitas y conglomerados deformados. En algunos lugares, las rocas son fuertemente miloníticas y los conglomerados contienen pebbles estirados. Rocas similares también ocurren al sur de San Antonio de Chaucha en el área entre Loma de Gurgur [6780-96775] y Naranjos [6763-96763]. En el contacto con el batolito de Chaucha, estas rocas son fuertemente miloníticas y silicificadas. La andalucita y la sillimanita fueron reportadas en estas rocas por un proyecto belga anterior (Misión de Bélgica, 1986) y el análisis petrográfico de un número limitado de muestras durante el presente proyecto identificó la presencia de andalucita, granate y sillimanita retrogradados.

Las rocas metamórficas más al sur de Chaucha no fueron examinadas en el campo, aunque se recolectaron varias muestras de esquistos y filitas del área por los equipos de muestreo geoquímico del proyecto. Este cinturón de rocas metamórficas se extiende hacia el suroeste en el terreno del mapa adyacente, donde se reportan una variedad de tipos de rocas, incluyendo filitas grafíticas, esquistos de moscovita, esquistos de biotita y gneises y rocas granitoides con granate (Pratt et al., 1997; BGS-CODIGEM, 1998c).

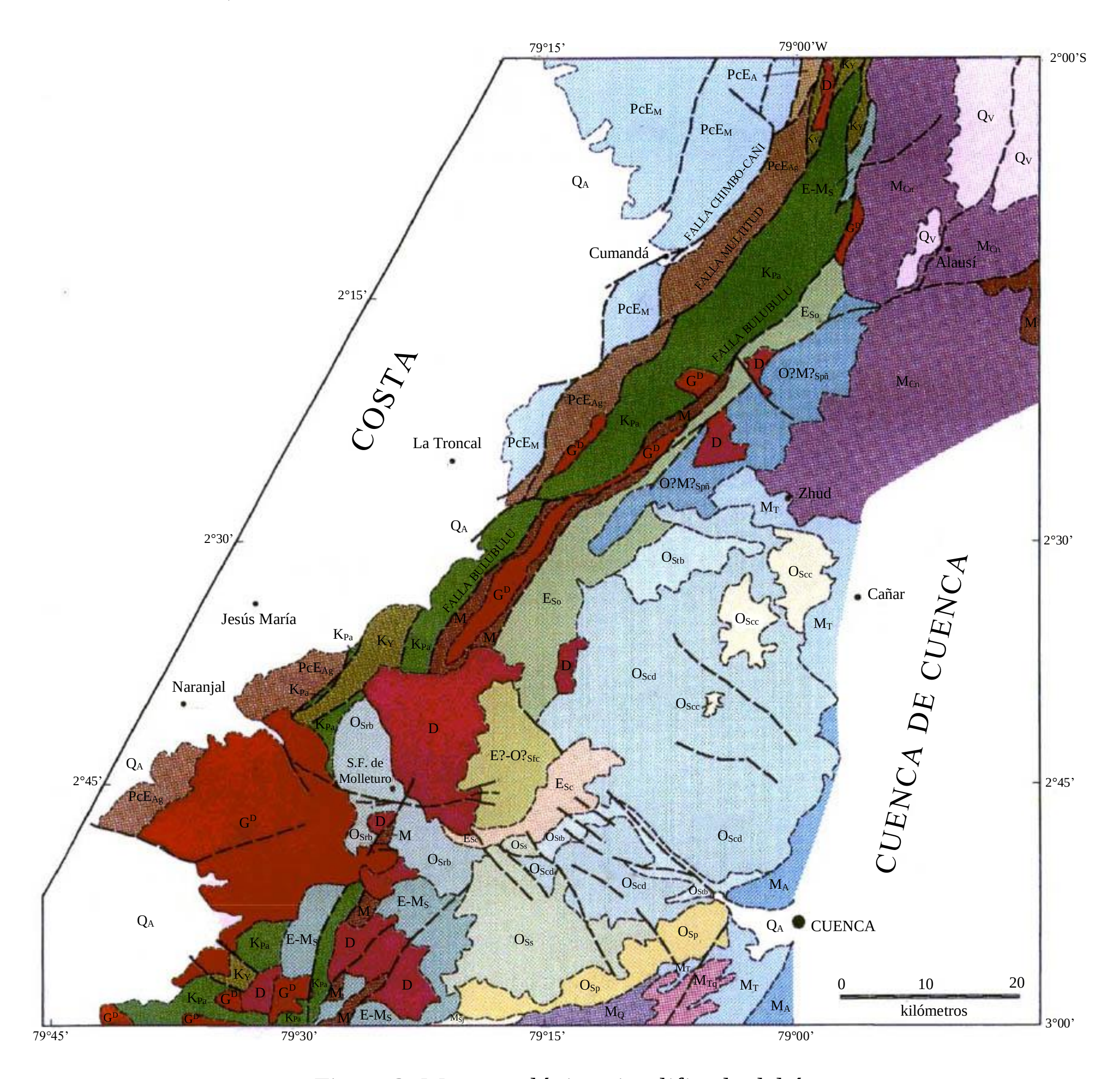


Figura 3. Mapa geológico simplificado del área

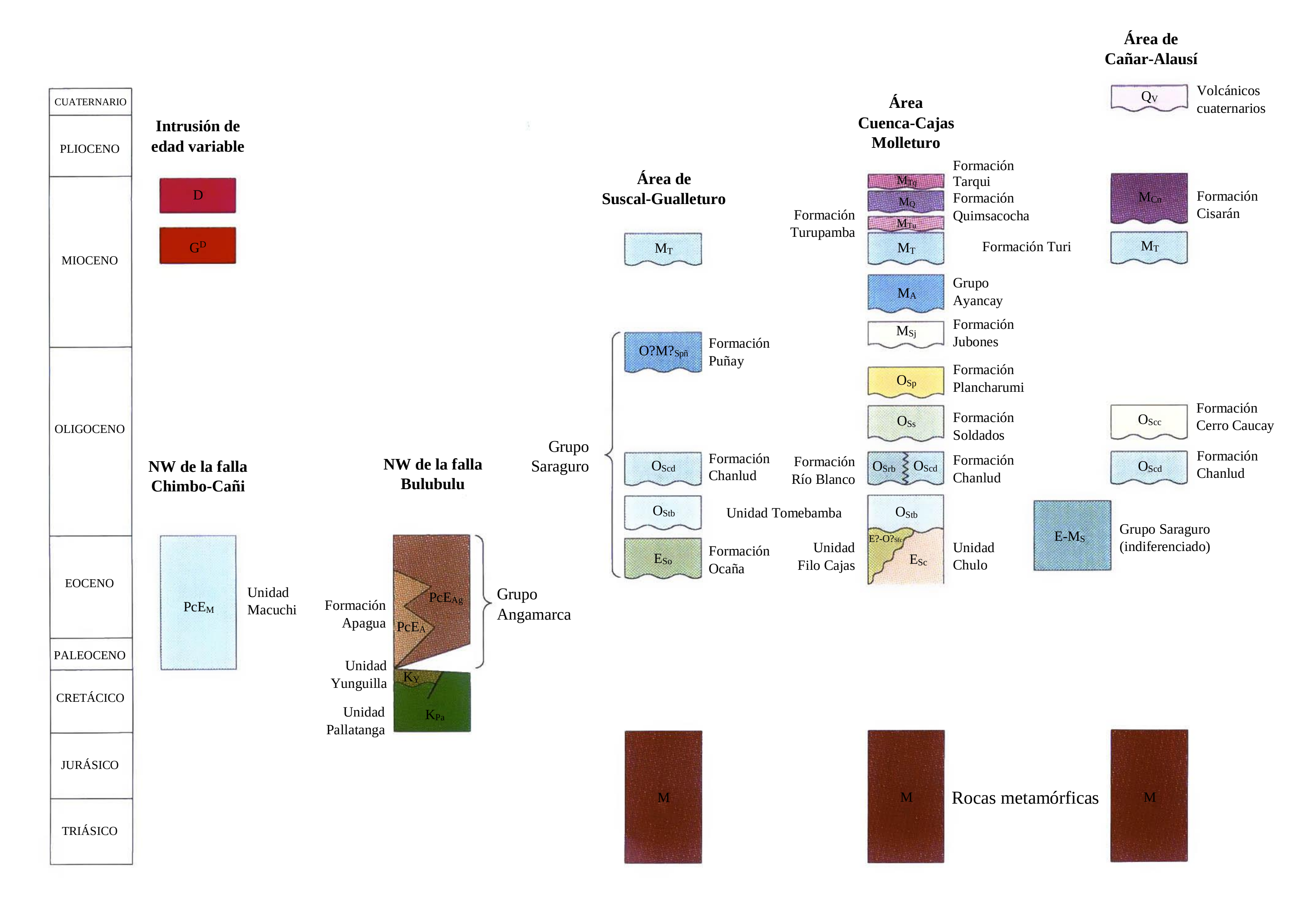


Figura 4. Leyenda estratigráfica (sin escala vertical)

4.2.4 Resumen y discusión de las rocas metamórficas del área

El mapeo realizado en el presente proyecto ha demostrado que las rocas metamórficas del área son considerablemente más extensas de lo que se había reconocido anteriormente. Éstas afloran en una línea fragmentada de inliers que se extiende desde Guasuntos en el noreste hasta el área de Chaucha en el suroeste, y desde allí hacia el sur en el terreno del mapa adyacente.

El trabajo actual también indica que el sistema de fallas Bulubulu es una estructura tectónica fundamental, que separa las rocas metamórficas al sureste de los basaltos oceánicos alóctonos de la Unidad Pallatanga al noroeste. Basado en la distribución de los inliers metamórficos, se concluye que al sureste del Sistema de Fallas Bulubulu, las rocas de cobertura volcánica de la Cordillera Occidental descansan sobre un basamento metamórfico, que es en gran medida contiguo con el terreno metamórfico de la Cordillera Real al este.

Las rocas metamórficas del área son principalmente metasedimentos de bajo grado metamórfico, aunque también se encuentran rocas de alto grado. En algunas localidades, el metamorfismo de mayor grado es claramente un fenómeno de contacto posterior superpuesto a los metasedimentos de bajo grado en los márgenes de las intrusiones granitoides. Sin embargo, no todas las rocas de alto grado pueden explicarse de esta manera: la presencia de metagranitos con cuarzo azul en el área de Huigra y de ortogneises con granate en el área inmediatamente al sur del mapa indican que el basamento metamórfico es más complejo. Tal complejidad concuerda con la hipótesis de Litherland et al. (1994) de que gran parte del área probablemente está subyacida por un terreno metamórfico, denominado terreno Chaucha, que se piensa está compuesto por sedimentos del Paleozoico Tardío afectados por una orogenia del Triásico.

4.3 Unidad Pallatanga (K_{Pa})

La Unidad Pallatanga fue definida por McCourt et al. (1997) a partir de la región de Pallatanga, situada inmediatamente al norte del área. Aquí, se compone de un conjunto sedimentos, lavas basálticas, rocas intrusivas gabroicas y ultrabásicas, cizallados y tectónicamente intercalados.

En el área cubierta por este informe, la Unidad Pallatanga consiste en una secuencia potente de lavas de basalto masivo y almohadillado con cantidades menores de hialoclastita y ocurrencias raras de gabro. Aflora en un cinturón casi continuo en dirección NE, extendiéndose desde el margen norte del área mapeada cerca de Pallatanga, hacia el suroeste hasta la carretera Cuenca-Jesús María, al suroeste de la cual es cortado por el batolito de Chaucha. En el suroeste del área, alrededor de Carmen de Pijilí, se encuentran basaltos corneanizados en los márgenes del batolito y se conservan como colgantes de techo. Estos pueden ser rastreados más al sur en el área de Ponce Enríquez del mapa adyacente (BGS-CODIGEM, 1998c).

4.3.1 Relaciones de contacto y edad de la Unidad Pallatanga

La Unidad Pallatanga está en todas partes limitada por fallas, excepto donde está en contacto con intrusiones. En el lado sureste, la unidad está delimitada por la Falla Bulubulu, que la pone en contacto con metasedimentos y esquistos cizallados. Sedimentos turbidíticos de la Unidad Yunguilla, de edad Maastrichtiense, están tectónicamente intercalados con los basaltos en algunas áreas. A lo largo del margen noroccidental, los basaltos de la Unidad Pallatanga y las turbiditas de la Unidad Yunguilla están fallados contra el Grupo Angamarca.

En el tramo de la carretera Cuenca-Jesús María, los basaltos de la Unidad Pallatanga están altamente cizallados y suprayacidos inconformemente por rocas volcánicas no deformadas de la Formación Río Blanco del Grupo Saraguro.

La edad del basalto de la Unidad Pallatanga es desconocida, pero una correlación tentativa con la Formación Piñón de la Cordillera Costera implica una edad Cretácica Media, anterior al Senoniense.

4.3.2 La Unidad Pallatanga en el norte del área

Tres secciones accesibles y bien expuestas cortan perpendicularmente el rumbo de la unidad en el norte del área. Estas son las secciones de carretera a lo largo del valle de Chanchán, al oeste de Huigra, entre La Clementina [709-9750] y el Río Angas [715-9743]; la carretera hacia Loma San Nicolás [726-9756], situada a 7 km al norte de Huigra; y la carretera Pallatanga-Alausí, entre San Francisco de Multitud [724-9765] y el Río La Esperanza [728-9761]. En estas secciones, la unidad consiste en una secuencia potente de lavas basálticas almohadilladas, masivas y brechificadas con hialoclastitas. Los basaltos son de grano fino, afíricos y en muchas localidades fuertemente amigdaloideos, con amígdalas tubulares rellenas de calcita. Las hialoclastitas se encuentran en áreas intersticiales entre almohadillas y como delgadas intercalaciones irregulares, consistiendo en fragmentos vítreos de color verde oscuro, cloritizados, y orillos de almohadilla. Las hialoclastitas bien desarrolladas están expuestas cerca del final de la carretera en Loma San Nicolás.

Un pequeño cuerpo de gabro cortado se encuentra dentro de los basaltos en [7277-97642], donde la carretera Alausí-San Francisco de Multitud cruza la Quebrada Esperanza Vieja. Donde el gabro no está deformado, tiene una textura ofítica de grano medio.

4.3.3 La Unidad Pallatanga en la parte central del área

Los basaltos pueden ser rastreados en un cinturón continuo hacia el sur desde el valle de Chanchán a lo largo de la prominente cresta que lleva a San Carlos Baja [6990-97309]. Más al suroeste, la carretera Zhud-La Troncal corta perpendicularmente el cinturón y expone una sección de basaltos masivos y brechificados, de grano fino a muy fino, con almohadillas mal preservadas. Estos están cortados y fallados contra esquistos metamórficos en el extremo oriental de la sección, y un microgabro subofítico de grano medio ocurre en el extremo occidental de la sección [6925-97270].

La unidad también está expuesta en los tramos inferiores del río Patul entre [6829-97157] y [6854-97159]. Aquí, consiste en basaltos de color verde oscuro y de grano muy fino. Muchos de los afloramientos a lo largo del río son casi negros, chertosos y extremadamente duros debido a la corneanización.

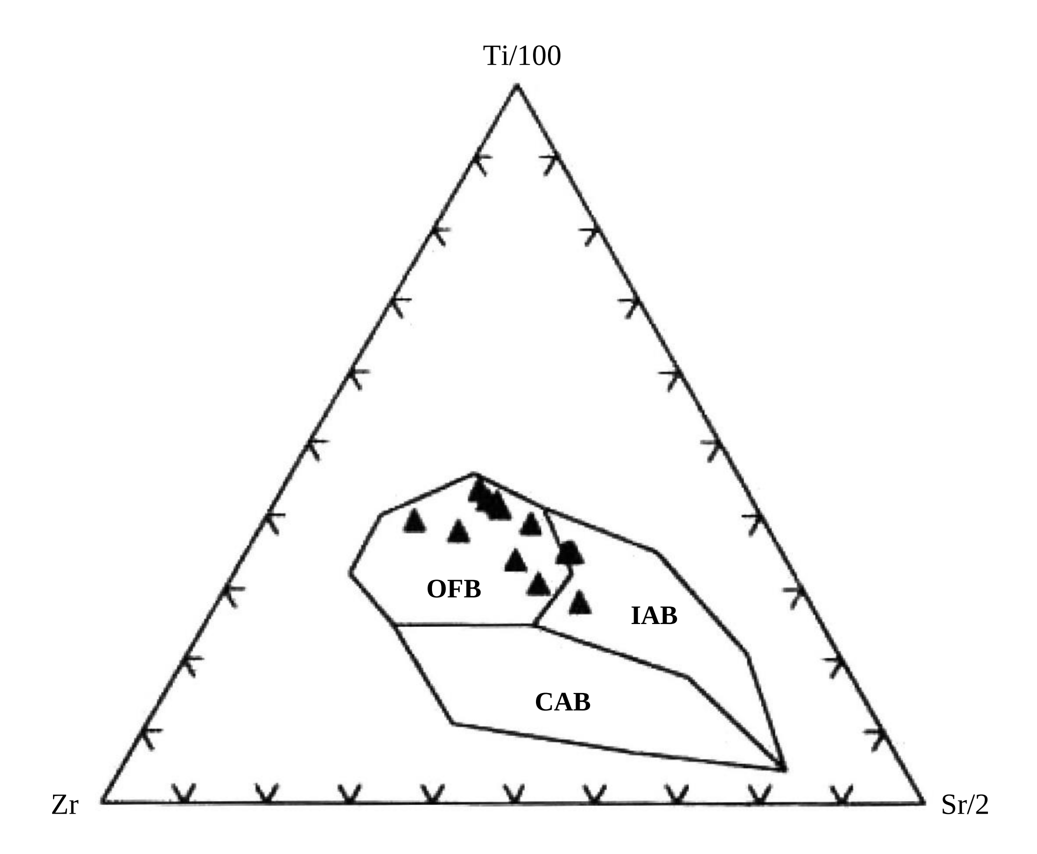


Figura 5. Diagrama de discriminación Ti-Zr-Sr según Pearce y Cann (1973)

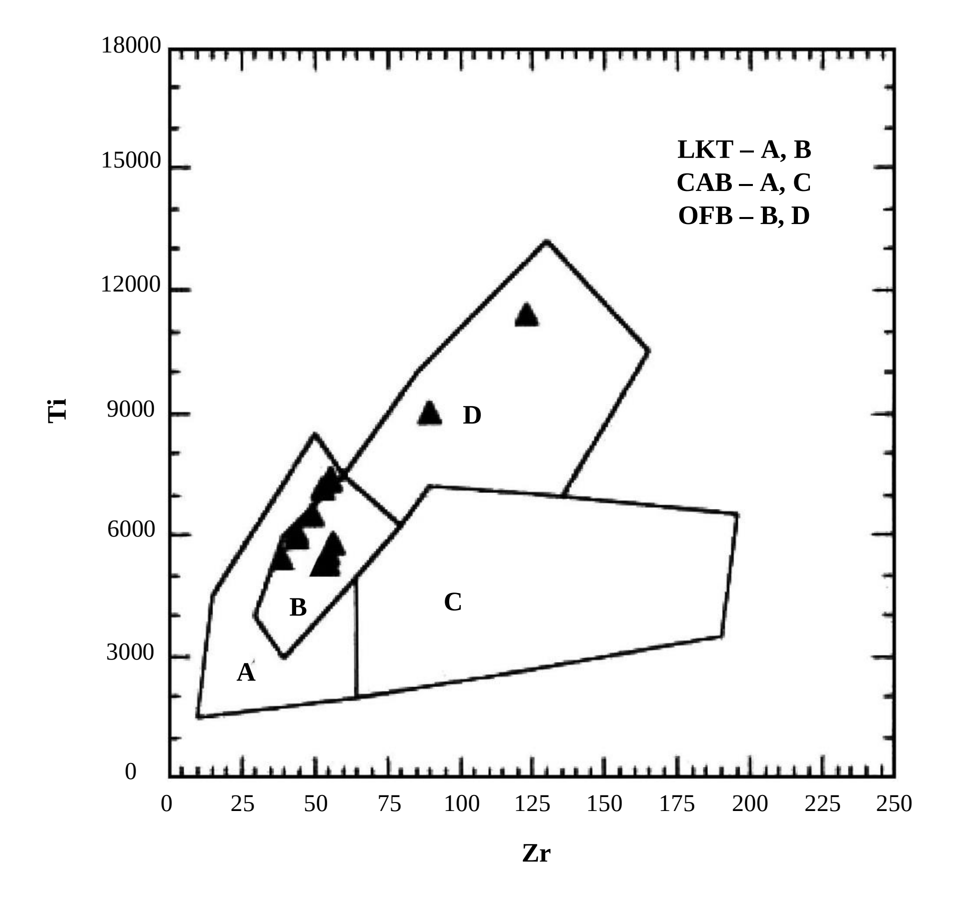


Figura 6. Diagrama de discriminación Ti-Zr según Pearce y Cann (1973)

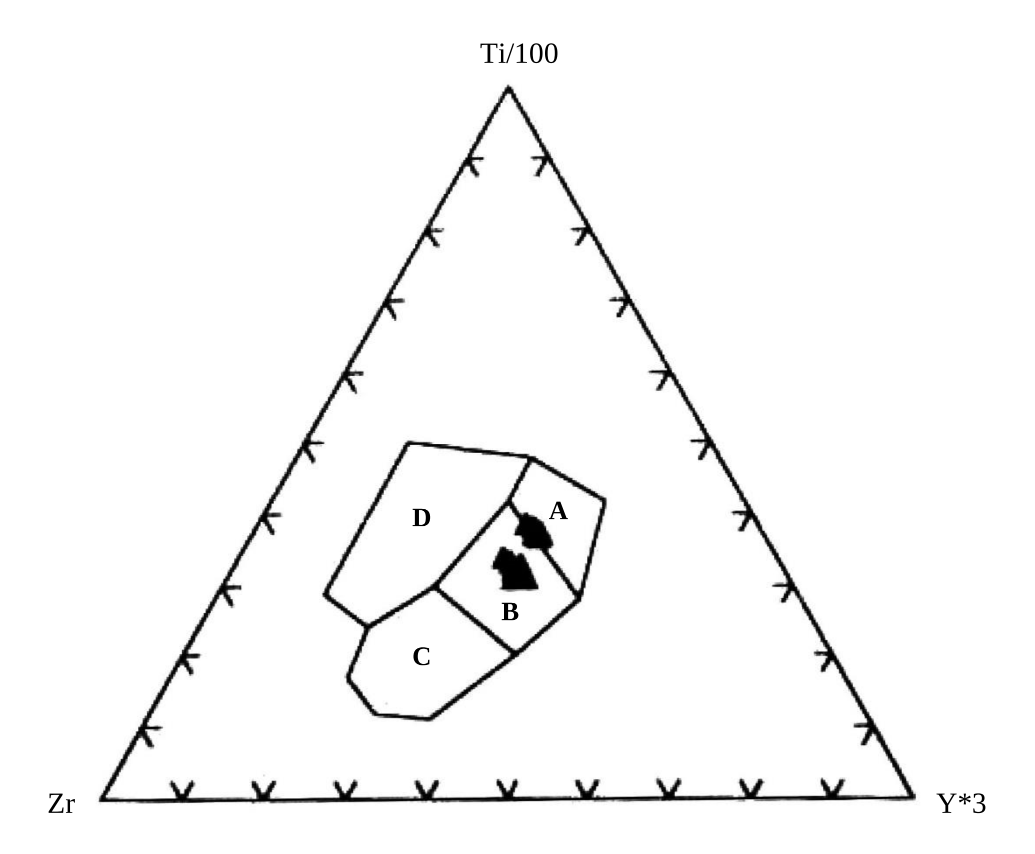


Figura 7. Diagrama de discriminación Ti-Zr-Y según Pearce y Cann (1973). Los campos están en la Figura 6

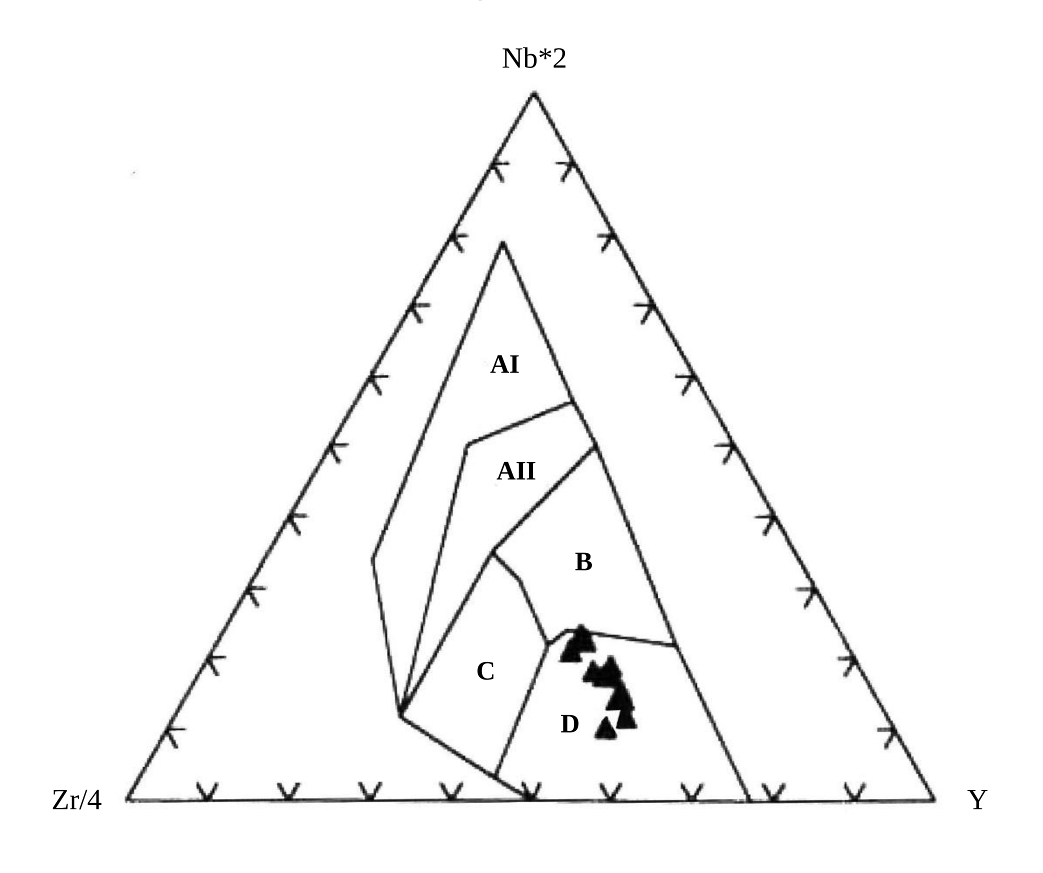


Figura 8. Diagrama de discriminación Nb-Zr-Y según Meschede (1986). Campo D: MORB tipo N y basaltos de arco insular

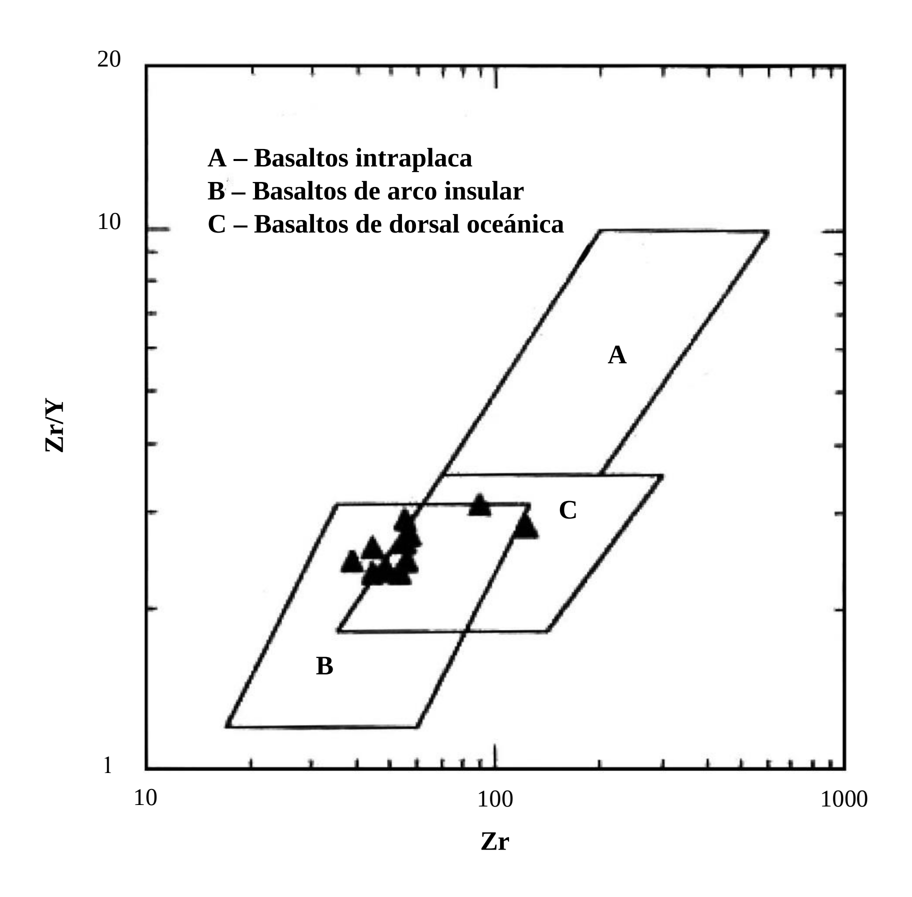


Figura 9. Diagrama de discriminación Zr-Zr/Y según Pearce y Norry (1979)

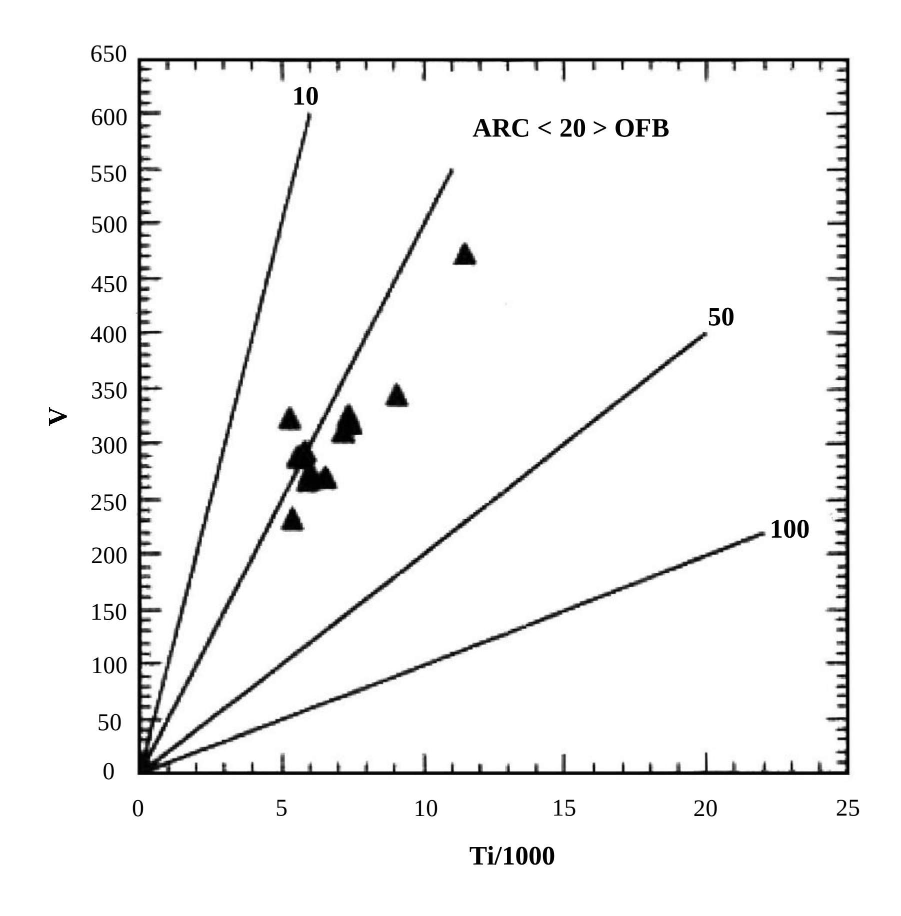


Figura 10. Diagrama de discriminación Ti-V según Shervais (1982)

4.3.4 La Unidad Pallatanga en el suroeste del área

La unidad está bien expuesta a lo largo de la carretera principal al oeste de San Felipe de Molleturo, entre [6708-97018] y [6711-97047]. En la parte occidental de esta sección, los basaltos están cortados y tectónicamente intercalados con sedimentos de la Unidad Yunguilla. En el extremo oriental de la sección, están fuertemente cizallados y sobrepuestos por rocas volcanoclásticas no deformadas de la Formación Río Blanco del Grupo Saraguro. En su mayor parte, la sección de la carretera consiste en basaltos fuertemente cizallados y corneanizados. Son rocas extremadamente duras, de color verde oscuro a casi negro, con una apariencia vítrea o silicificada. El análisis químico de varias muestras (PND-1441, PND-1508) de esta sección indica que, a pesar de su apariencia, los basaltos no están silicificados. Debido al cizallamiento y corneanización, es difícil identificar estas rocas en muchos de los afloramientos, aunque los relictos menos cizallados exhiben texturas basálticas subofíticas muy finas. En sección delgada, las rocas presentan estructuras cataclásticas, consistentes en lentes relictos de basalto granulado y fracturado, de grano fino, subofítico y variolítico, encerradas en matrices cloríticas altamente cizalladas y miloníticas.

4.3.5 Petrografía y composición química de los basaltos

En sección delgada, los basaltos exhiben texturas variolíticas y subofíticas. Es común la evidencia de enfriamiento rápido con el desarrollo de agregados en forma de manojo (*sheaf-like*) de cristales de plagioclasa largos, curvados y huecos, con vidrio cloritizado intersticial y clinopiroxeno fino-granular.

Los análisis químicos de 12 muestras de basalto de la unidad se presentan en la Tabla 1. Estas muestras fueron recolectadas de localidades distribuidas a lo largo de toda la longitud del cinturón de basaltos, entre el área de Pallatanga en el norte y el área de Molleturo en el sur. Además, Lebrat (1985) presentó 6 análisis de basaltos del área mapeada que aquí se incluyen en la Unidad Pallatanga. Los datos de Lebrat contienen análisis de seleccionados elementos raros (REE).

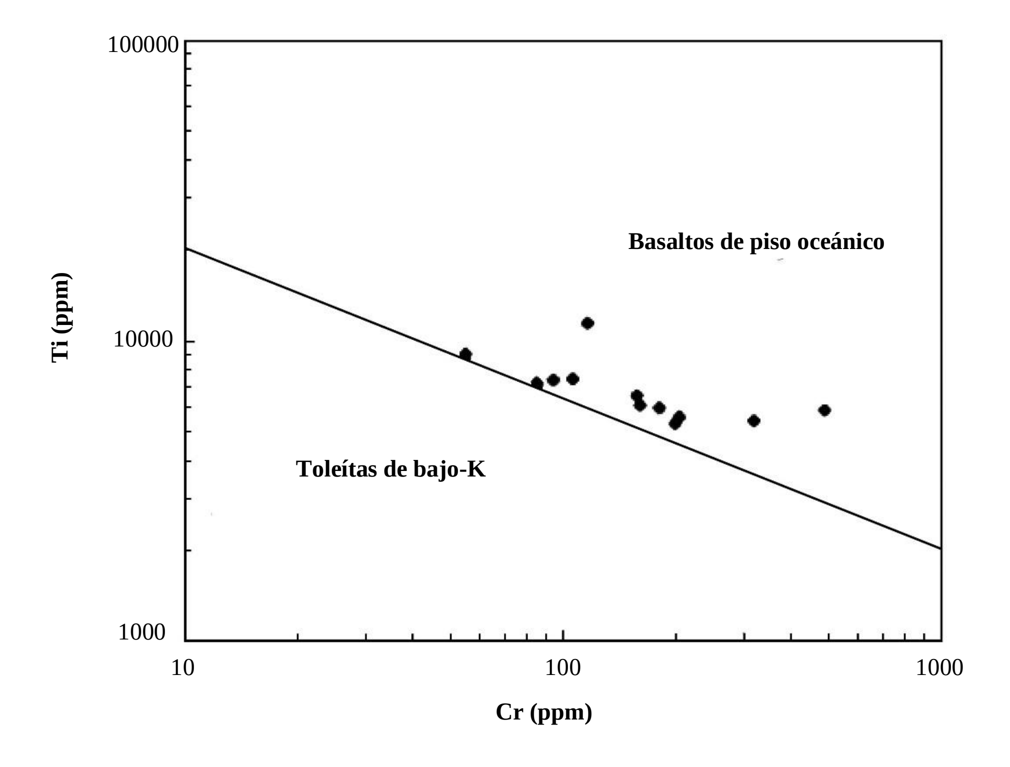


Figura 11. Diagrama de discriminación de elementos traza Cr-Ti para basaltos de la Unidad Pallatanga. Campos según Pearce (1975)

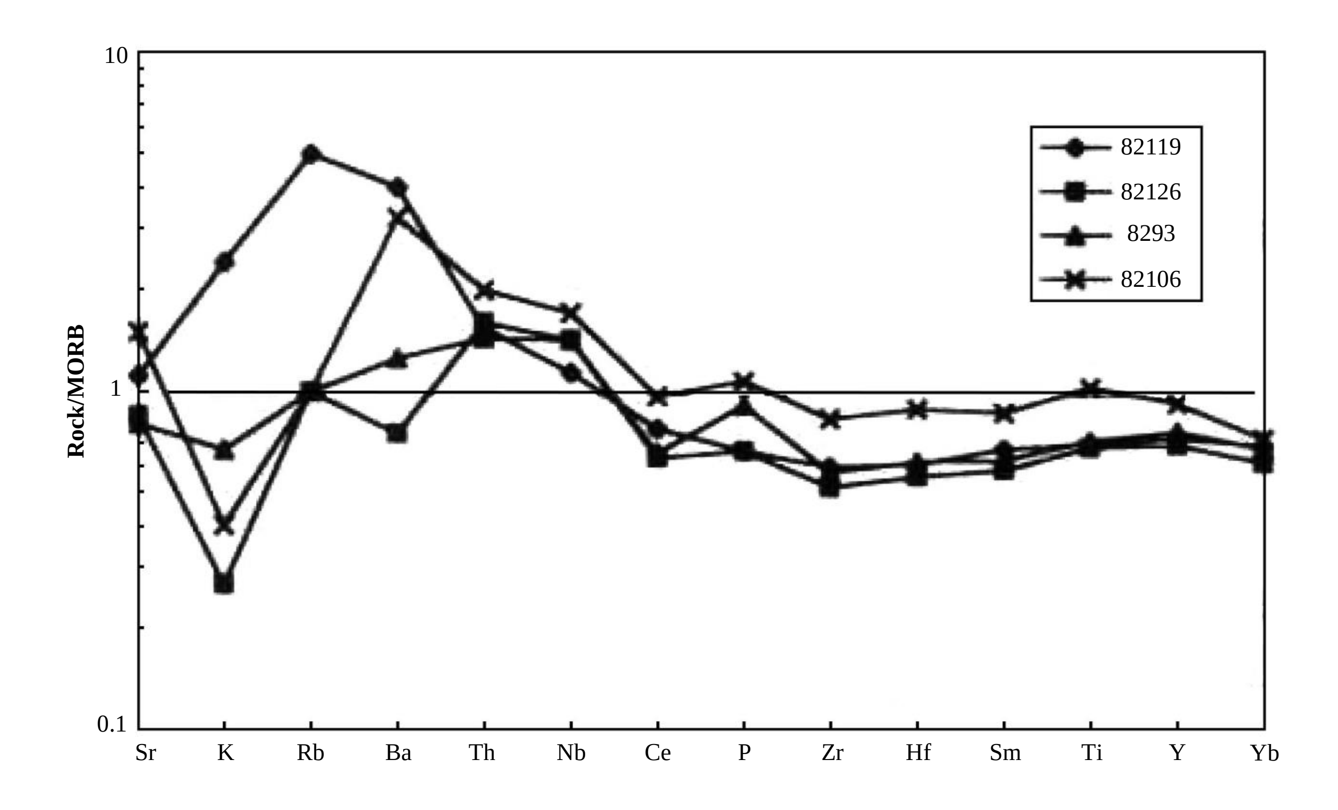


Figura 12. Concentraciones de elementos traza normalizadas a MORB de muestras de basalto de la Unidad Pallatanga. Análisis tomados de Lebrat (1985). Valores de normalización MORB de Pearce (1983)

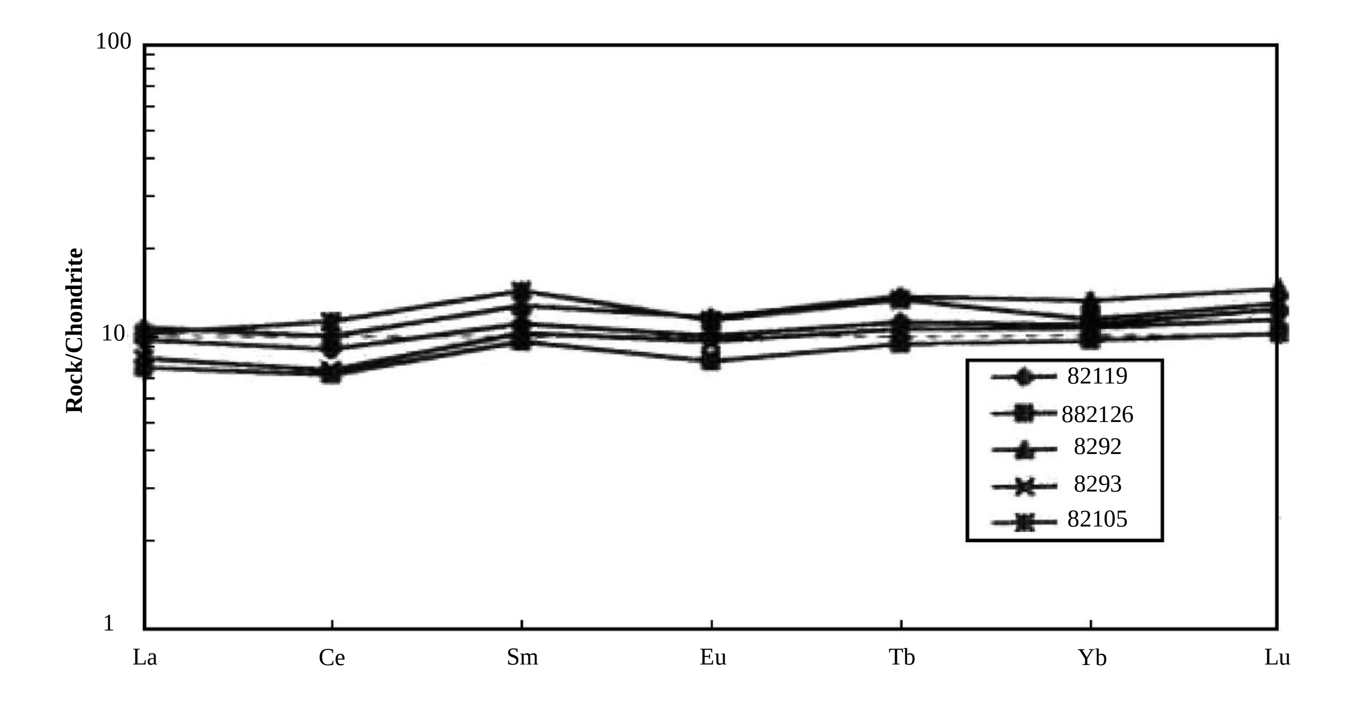


Figura 13. Patrones de distribución de elementos de tierras raras normalizados a condrita para basaltos de la Unidad Pallatanga. Análisis de Lebrat (1985). Valores de normalización a condrita de Nakamura (1974)

Tabla 1. Análisis químicos de basaltos de la Unidad Pallatanga

Muestra	**PND-196**	**PND-198**	**PND-199**	**PND-208**	**PND-224**	**PND-225**	**PND-226**	**PND-905A**	**PND-1441**	**PND-1476**	**PND-1482**	**PND-1508**
SiO_2	49.39	49.87	49.93	49.59	48.81	49.64	48.72	49.37	49.87	50.33	48.14	49.11
TiO_2	0.99	1.01	1.23	1.09	0.90	1.20	1.24	0.88	1.51	0.93	1.91	0.97
Al_2O_3	13.67	13.72	13.32	14.11	14.07	13.25	13.47	13.93	13.97	14.54	13.79	13.27
Fe_2O_3	11.53	11.87	13.48	11.49	10.58	13.40	13.45	11.09	13.49	11.28	15.01	11.26
MnO	0.19	0.18	0.21	0.17	0.17	0.21	0.19	0.18	0.21	0.18	0.21	0.18
MgO	7.47	7.50	6.82	7.44	8.28	6.96	7.19	7.77	7.09	8.13	5.68	10.16
CaO	10.90	10.02	8.84	8.99	12.09	10.31	9.72	10.62	9.50	10.40	11.10	12.80
Na_2O	2.58	2.29	3.26	3.57	2.63	2.37	2.43	2.10	2.59	2.24	1.79	1.58
K_2O	0.09	0.29	0.15	0.48	0.11	0.14	0.11	0.18	0.23	0.34	0.22	0.07
P_2O_5	0.07	0.07	0.09	0.07	0.06	0.08	0.09	0.08	0.13	0.08	0.18	0.08
LOI	2.97	2.98	2.56	2.22	1.82	2.01	2.43	3.26	1.81	1.47	1.63	0.54
TOTAL	**99.85**	**99.80**	**99.89**	**99.22**	**99.52**	**99.57**	**99.04**	**99.46**	**100.4**	**99.92**	**99.66**	**100.02**
Ba	-	21	-	-	-	-	-	50	28	55	20	57
Ce	8	9	10	9	8	12	12	14	10	16	55	35
Co	42	42	45	42	41	43	44	53	57	45	66	53
Cr	179	159	94	156	319	85	106	197	55	202	116	490
Cs	-	-	-	-	-	-	-	<2	2	2	<2	<2
Hf	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	7	7	3	5	4
La	<2	7	6	4	<2	4	5	<2	<2	6	7	<2
Nb	3	2	4	3	3	3	3	2	7	5	11	4
Nd	-	-	-	-	-	-	-	7	11	9	23	11
Ni	81	77	73	87	103	66	79	104	63	82	75	142
Rb	1	5	4	7	1	2	2	2	6	4	2	2
Sc	36	37	38	35	35	39	21	49	46	42	45	51
Sm	-	-	-	-	-	-	-	4	<3	<3	<3	6
Sr	65	101	100	146	122	93	90	130	116	173	107	114
Ta	-	-	-	-	-	-	-	<3	<3	<3	<3	<3
Th	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	2	1	1	1	1
U	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
V	268	326	326	270	234	312	319	325	346	289	473	293
Y	17	23	23	21	16	23	23	21	29	19	44	21
Zr	44	56	56	49	39	53	56	55	90	55	123	57

Una serie de técnicas de discriminación de elementos traza se han utilizado para tratar de caracterizar el entorno tectónico de los basaltos de la Unidad Pallatanga (Figuras 5 a 14). Los diagramas de discriminación de elementos traza sugieren afinidades con basaltos de piso oceánico, con algunas muestras tendiendo a ubicarse en los campos que se superponen con los basaltos de arco insular. Las concentraciones de Ti y Cr son relativamente altas en los basaltos de arco insular, y en el gráfico Ti vs Cr de la Figura 11 todas las muestras caen dentro del campo de basaltos de piso oceánico definido por Pearce (1975). Por lo tanto, estos diagramas de discriminación de elementos traza sugieren que los basaltos de la Unidad Pallatanga son de origen MORB.

Los datos de REE normalizados a condrita de Lebrat se representan en la Figura 13. Esta figura muestra patrones ligeramente enriquecidos pero planos, característicos de MORB tipo N. De manera similar, los datos de elementos traza normalizados a MORB de Lebrat se muestran en la Figura 12. Estos presentan patrones relativamente planos con relaciones de elementos traza roca/MORB cercanas a la unidad, lo cual es compatible con basaltos de tipo MORB. Sin embargo, en dos de las muestras, los elementos litófilos de iones grandes (LIL) Ba, Rb y K muestran enriquecimiento relativo a composiciones típicas de MORB. Esto podría ser debido a efectos metasomáticos. Se observan patrones similares en las muestras recolectadas y analizadas por el proyecto actual (Figura 14), aunque éstas tienen patrones casi planos similares a MORB sin enriquecimientos de elementos LIL.

El ligero enriquecimiento en Th relativo a composiciones de MORB que se observa en la Figura 14 es casi con seguridad un artificio espurio del método analítico XRF, que tiene una precisión insuficiente a niveles bajos para el análisis de este elemento. De mayor importancia, los patrones de elementos traza de las Figuras 12 y 14 no muestran disminución relativa a MORB en los elementos de alta fuerza de campo (HFS) Nb, Zr y Hf, que son tan característicos de las rocas volcánicas toleíticas de bajo K y calco-alcalinas en los márgenes de placas destructivas (c.f. Pearce, 1975).

En conclusión, los análisis de elementos traza de basaltos de la Unidad Pallatanga sugieren fuertemente un entorno tectónico de piso oceánico.

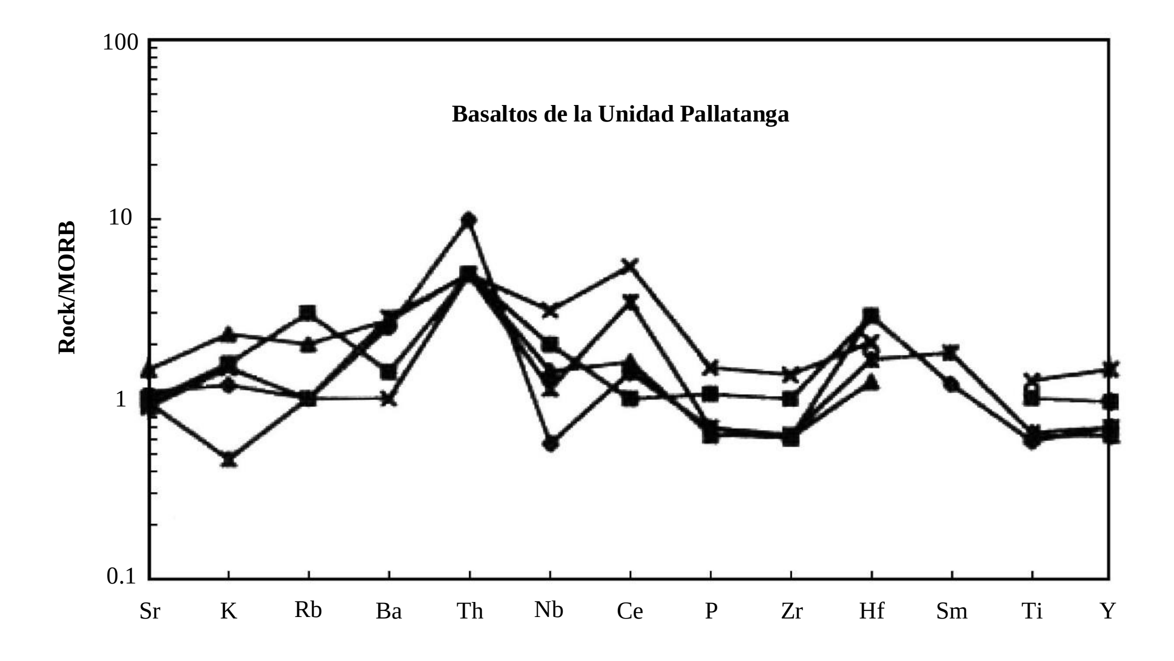


Figura 14. Gráfico de elementos traza normalizados a MORB de las lavas basálticas de la Unidad Pallatanga. Muestras recolectadas durante el proyecto actual.
Valores de normalización según Pearce (1983)

4.3.6 Resumen y discusión de la Unidad Pallatanga

En el área, la Unidad Pallatanga se compone abrumadoramente de basaltos toleíticos masivos y en almohadillas, con características de elementos traza de basaltos de piso oceánico. También se encuentran cantidades menores de hialoclastitas y gabros raros. La edad de la unidad es desconocida, pero podría ser del Cretácico Medio.

Los basaltos están fallados contra rocas metamórficas al este y, cerca del contacto, están altamente cizallados. La yuxtaposición de basaltos oceánicos cizallados contra rocas metamórficas continentales sugiere un evento de acreción, cuya sutura está marcada por el sistema de fallas Bulubulu. La edad de la acreción es incierta, pero varias líneas de evidencia indirecta sugieren una edad Campaniense (ver Sección 8).

4.4 Unidad Yunguilla (K_Y)

La Unidad Yunguilla está compuesta esencialmente por limolitas, lodolitas y areniscas en estratos finos, con brechas-conglomerados intraformacionales y ocurrencias locales de tobas básicas y areniscas tobáceas.

La unidad se encuentra en tres áreas relativamente pequeñas y ampliamente separadas dentro de las estribaciones occidentales de la cordillera. Aflora cerca del margen norte del área, en un cinturón fallado que se extiende hacia el noreste desde San Francisco de Multitud [7230-97671] hasta el área de Pallatanga del mapa geológico adyacente. En las estribaciones occidentales centrales, se encuentra en un cinturón con dirección NE que se extiende en ambos lados de la carretera Cuenca-Jesús María, aproximadamente entre el Estero Tres Ranchos [6785-97161] y el Río Guarumales [6652-97040]. La tercera área se encuentra inmediatamente al oeste de Carmen de Pijilí, donde las rocas sedimentarias fuertemente corneanizadas se han asignado tentativamente a la unidad.

4.4.1 Relaciones estratigráficas y edad de la Unidad Yunguilla

Dentro del área mapeada, la Unidad Yunguilla está en contacto fallado en todas partes con, y en algunos lugares tectónicamente intercalada con, basaltos cizallados de la Unidad Pallatanga. Esto se muestra claramente, por ejemplo, a lo largo del tramo principal de la carretera Cuenca-Jesús María al oeste de [6711-97047]. Junto con los basaltos de la Unidad Pallatanga, la Unidad Yunguilla ocupa una posición estructural al noroeste del sistema de fallas Bulubulu y al sureste del Grupo Angamarca. Donde la unidad se yuxtapone contra el Grupo Angamarca, el contacto está fallado.

No se ha obtenido evidencia en el área mapeada sobre la edad de la Unidad Yunguilla. Los foraminíferos del área tipo Yunguilla cerca de Nono al noroeste de Quito indican una edad Maastrichtiense (Hughes et al., 1997). La evidencia de foraminíferos de la unidad a una corta distancia al norte del área mapeada, cerca de Pallatanga, también indica una edad Maastrichtiense (Wilkinson, 1996; McCourt et al., 1997).

4.4.2 Descripción litológica de la Unidad Yunguilla

Las litologías principales de la unidad son limolitas, lodolitas y areniscas de estratos delgados que típicamente se descomponen a un color marrón ocre oscuro. La estratificación es rítmica, con estratos de arenisca muy fina y limolita laminada del orden de 5-15 cm que alternan con delgadas intercalaciones de lodolita. Las areniscas son generalmente de grano muy fino y de color gris a gris azulado cuando están frescas. Están compuestas de granos angulares a subangulares de feldespato, cuarzo y trazas de minerales ferromagnesianos, bien clasificados. También se encuentran granos de moscovita, aunque no son comunes; sin embargo, en casos raros, la moscovita está presente en cantidad suficiente en las muestras de mano para justificar el término arenisca micácea. El análisis de la sección delgada indica la presencia de cuarzo deformado, que junto con la presencia de moscovita se toma como evidencia de una fuente metamórfica. Las limolitas son de color gris oscuro y laminadas, y las lodolitas son de color gris oscuro a negro y silíceas. Estas areniscas, limolitas y lodolitas de estratos delgados se interpretan como turbiditas, que muestran principalmente divisiones T_{bcd}, aunque también se encuentran estratos ligeramente más gruesos (20-30 cm) de arenisca gradadas de grano más grueso correspondientes a la división T_a, aunque son menos comunes.

La evidencia de deformación de sedimentos blandos es común en estas rocas estratificadas rítmicamente y es una característica casi diagnóstica de la Unidad Yunguilla. Esta deformación se manifiesta en forma de pliegues caóticos y disarmónicos, estructuras slump y mélanges sedimentarios. Un notable plegamiento de sedimentos blandos a gran escala se muestra en varias localidades a lo largo de la carretera Cuenca-Jesús María, por ejemplo, entre [6717-97057] y [6715-97063]. Varias exposiciones a lo largo de la carretera en el norte del área alrededor de San Francisco de Multitud exhiben areniscas, limolitas y lodolitas mezcladas caóticamente, las cuales se interpretan como mélanges intraformacionales.

Existen litologías adicionales en el área que no han sido descritas en la unidad en otros lugares. Estas incluyen brechas-conglomerados intraformacionales, tobas básicas y areniscas tobáceas. Las brechas-conglomerados masivos, de estratos gruesos, de flujos de masa intraformacionales son comunes dentro de las secuencias de estratos delgados a lo largo del tramo de la carretera Cuenca-Jesús María, y están particularmente bien desarrollados en ambos lados del puente sobre el río Pauji [6725-97053]. Están compuestos principalmente de clastos redondeados, desgarrados, de lodolita chertosa negra en matrices tobáceas y de limolita-arenisca. Areniscas volcánicas basálticas, areniscas tobáceas y posiblemente hialoclastitas retrabajadas también se encuentran dentro del tramo de la carretera más al oeste entre [6727-97078] y [6721-97098]. Un tramo examinado a lo largo del río de Piedras entre [6775-97145] y [6789-97120] expone estratos de limolitas oscuras, lodolitas y areniscas micáceas fino-granulares con intercalaciones de areniscas basálticas de grano fino y brechas-conglomerados de flujo de masas intraformacionales.

Areniscas masivas y cuarzosas con fragmentos de lodolita silícea negra también están presentes en el tramo de la carretera Cuenca-Jesús María entre [6726-97080] y [6724-97094]. Éstas han sido corneanizadas y silicificadas, y en muchas exposiciones se parecen a riolitas criptocristalinas. Sin embargo, la presencia de clastos desgarrados indica un origen sedimentario, y el análisis de secciones delgadas de muestras menos alteradas en [6725-97082] confirmó que estas rocas son areniscas cuarzo-feldespáticas fino-granulares, maduras, con delgada estratificación plana y estratificación cruzada, que están carbonatadas.

En el suroeste cerca de Carmen de Pijilí, hay una pequeña área de rocas sedimentarias falladas y fuertemente corneanizadas. Éstas están expuestas a lo largo de la carretera de San Carlos a Carmen de Pijilí. Son rocas difíciles de identificar en el campo debido a la fuerte corneanización, pero se han identificado areniscas cuarzo-feldespáticas de grano fino en sección delgada, algunas de las cuales contienen granos de moscovita. También se encuentran tobas basálticas y areniscas volcánicas cerca de las antiguas minas en [6615-96733]. Estas rocas se han mapeado tentativamente como Unidad Yunguilla, en parte porque se asemejan a las litologías volcanoclásticas básicas observadas en otros lugares de la unidad al norte (aunque no se han reconocido rocas turbidíticas de estratos delgados en esta área) y en parte debido a su posición estructural y estrecha asociación con los basaltos de la Unidad Pallatanga.

4.4.3 Resumen e interpretación de la Unidad Yunguilla

La Unidad Yunguilla consiste esencialmente en turbiditas de estratos delgados del Maastrichtiense, que están intercaladas tectónicamente con basaltos de la Unidad Pallatanga. Se encuentran en un cinturón controlado estructuralmente, limitado por la Falla Bulubulu al sureste y por el sistema de fallas Multitud-Cañi al noroeste.

La naturaleza generalmente de estratos delgados y grano fino de las turbiditas sugiere una deposición en un ambiente de abanico distal, según la interpretación de Hughes y Bermúdez (1997) para la unidad en la región de Quito. Las turbiditas fueron afectadas por movimientos en masa y deformación de sedimentos blandos, y fueron retrabajadas por flujos en masa para producir brechas-conglomerados intraformacionales.

La evidencia petrográfica, en forma de granos de cuarzo deformados y la presencia de moscovita, sugiere que parte de los detritos proviene de un área de origen metamórfico. La rara aparición de conglomerados de cuarzo maduros y areniscas cuarzosas también apoya esta suposición. La presencia de tobas basálticas retrabajadas, areniscas tobáceas y material hialoclástico también indica un origen volcánico basáltico que podría haber estado activo en el momento de la deposición.

4.5 Unidad Macuchi (PcE_M)

La Unidad Macuchi está compuesta por rocas volcanoclásticas y lavas de composición basáltica y andesítica depositadas subacuáticamente, que se encuentran en tres bloques limitados por fallas en el noroeste del área.

El bloque de falla más pequeño y ubicado más al sur está situado en las estribaciones al este de La Troncal. Un segundo bloque se encuentra entre el río Chicales y el río Chimbo, donde forma la prominente montaña del Cerro Cutuguay [7046-97496]. El tercer y más extenso afloramiento de la unidad subyace a todo el terreno al noroeste del río Chimbo y se extiende hacia el norte en el área del mapa adyacente.

4.5.1 Relaciones estratigráficas y edad de la Unidad Macuchi

La Unidad Macuchi está delimitada a lo largo de su margen sureste por los sistemas de fallas Chimbo-Cañi y Multitud, que en todas partes la ponen en contacto con rocas sedimentarias turbidíticas del Grupo Angamarca. Hacia el oeste y noroeste, la unidad pasa por debajo de depósitos aluviales de la llanura costera.

No se ha obtenido información del área cartografiada sobre la posición estratigráfica y la edad de la Unidad Macuchi. El área tipo de la unidad se encuentra alrededor del asentamiento minero de Macuchi, situado en el sector de la cordillera entre 1°S-0°, que ha sido cartografiado durante el proyecto actual por Hughes y Bermúdez (1997). Egüez (1986) reportó radiolarios del Eoceno Temprano a Medio y foraminíferos del Eoceno Temprano provenientes de rocas sedimentarias de la unidad a unos pocos kilómetros al oeste del área tipo. Además, Egüez (op. cit.) también reportó dos edades K-Ar de roca total de 41.6 ± 2.1 y 35.8 ± 1.8 Ma (Eoceno Medio a Tardío) de intrusiones de andesita basáltica en la misma área. A partir de esta evidencia, al menos una parte de la Unidad Macuchi es del Eoceno Temprano a Medio, aunque Hughes y Bermúdez (1997) sugieren que partes más antiguas de la secuencia podrían ser del Paleoceno, pero esto no puede ser comprobado.

4.5.2 La Unidad Macuchi en las estribaciones cerca de La Troncal

En el área al este de La Troncal, la unidad ha sido examinada en secciones a lo largo del Estero Bucarcar [6915-97323], el Estero Playa Seca [6915-97359] y el sendero entre San Isidro [6957-97417] y San Pascual [6958-97385].

En el Estero Bucarcar y el Estero Playa Seca afloran tobas basálticas, microbrechas, areniscas tobáceas y lavas con almohadillas rudimentarias. En sección delgada, las lavas se observan como basaltos de grano muy fino con texturas variolíticas y amígdalas finas. Las tobas y microbrechas tienen texturas vitroclásticas, consistiendo en fragmentos de vidrio y lapilli de escoria fina compuestos de vidrio marrón pálido (sideromelano) en matrices finas alteradas a ensambles de clorita, epidota, calcita, arcillas y óxidos.

Ambos ríos contienen abundantes bloques de un tipo distintivo de brecha compuesta por clastos angulares de lava basáltica de grano muy fino y vítrea de color rojo-marrón y verde brillante, en matrices tobáceas fino-granulares de color rojo-marrón. Éstas son principalmente microbrechas que exhiben tanto estructuras clasto-soportadas como matriz-soportadas. Una alta proporción de los clastos son fragmentos de vidrio tipo astilla con superficies curvilíneas, típicas de fragmentos de hialoclastita formados por el enfriamiento subacuático de lavas. También se encuentran fragmentos vesiculares de formas irregulares, que pueden ser indicativos de una débil disrupción explosiva de las lavas parentales. Aunque estas brechas no se han observado *in situ*, su textura es lo suficientemente distintiva como para clasificarlas como hialoclastitas.

En el área de San Isidro-San Pascual, la unidad consiste en una secuencia gruesa de brechas de andesita basáltica con ocurrencias de lava. Éstas están expuestas a lo largo del sendero entre San Isidro y San Pascual. En el extremo norte del sendero, cerca de San Isidro, se exponen lavas de andesita feldespática vesicular y amigdaloidea. Hacia el sur, las lavas se transforman en una secuencia gruesa y monótona de brechas y microbrechas de hialoclastita de andesita basáltica. Éstas están meteorizadas, pero donde están frescas se ven idénticas a las brechas hialoclásticas encontradas como rodados en los esteros Bucarcar y Playa Seca al oeste (ver párrafo anterior). Están compuestas principalmente por fragmentos angulares de lava de color rojo-marrón y verde, con superficies curvilíneas, que comúnmente tienen costras blanqueadas. En una quebrada tributaria pequeña del río Piedritas en [6952-97375], las brechas se observan en contacto fallado con lodolitas y limolitas altamente cizalladas del Grupo Angamarca.

4.5.3 La Unidad Macuchi alrededor del Cerro Cutuguay

Las lavas basálticas y andesita basálticas, tobas y areniscas tobáceas están poco expuestas a lo largo de la carretera en el lado sureste del Cerro Cutuguay, entre el puente sobre el río Chicales [7034-97456] y Cutuguay Centro [7074-97480]. El análisis en sección delgada indica que las lavas son de grano fino a medio con texturas variolíticas y pilotaxíticas, y están alteradas a ensamblajes minerales secundarios de clorita, actinolita, epidota, calcita y zeolitas. La carretera cruza varias quebradas que drenan los flancos sureste del Cerro Cutuguay. Los bloques dentro de estas quebradas indican una fuente río arriba compuesta por lavas basálticas, tobas y una alta proporción de brechas hialoclásticas con fragmentos angulares distintivos de color rojo y verde, similares en apariencia a las brechas del área de La Troncal (descritas en la sección anterior). También son comunes los bloques de microgabro (dolerita).

La línea férrea entre Hacienda Elvira [70705-97550] y [7078-97534] proporciona una sección casi perpendicular al rumbo. Esta expone brechas basálticas-andesitas basálticas con un buzamiento pronunciado y meteorizadas, interestratificadas con tobas basálticas y areniscas volcánicas. Al menos algunas de estas rocas volcanoclásticas son hialoclastitas retrabajadas.

4.5.4 La Unidad Macuchi al noroeste del Río Chimbo

La extensa área de la Unidad Macuchi al noroeste del Río Chimbo no se investigó en detalle debido a la falta de tiempo. Se examinaron secciones a lo largo del Valle del Chimbo y a lo largo de un recorrido por carretera en la parte central del área entre San José de la Comuna [7120-97775] y La Miran [7095-97680]. Además, los equipos de muestreo geoquímico del proyecto recolectaron una gran cantidad de muestras de roca de este bloque de terreno, algunas de las cuales se examinaron en sección delgada.

Una sección típica e instructiva aflora alrededor de las instalaciones de agua inmediatamente al oeste de Cumandá [7086-97568]. Aquí afloran areniscas volcánicas de estratos gruesos, tobas secundarias, brechas y brechas-conglomerados de flujo en masa de composición en su mayoría andesítica. Las areniscas y tobas son de grano grueso y contienen abundantes cristales de plagioclasa. Algunas capas están gradadas. Las brechas y brechas-conglomerados consisten en bloques subangulares de lava basáltica de hasta 0.5 m de tamaño, incluidos fragmentos de almohadilla, soportados en matrices tobáceas ricas en cristales.

La sección de carretera entre San José de la Comuna y La Miran expone una secuencia estratificada de tobas cristalinas andesíticas de color gris pálido-verde, areniscas volcánicas, limolitas y brechas de flujo de escombros con ocurrencias menores de lava. Muchas de las tobas están retrabajadas y, junto con las areniscas y limolitas, forman secuencias de estratos delgados a gruesos que exhiben estratificación gradada, laminación plana y estratificación cruzada de bajo ángulo. Éstas se interpretan como una secuencia de turbiditas (T_{abc}).

Las muestras de roca recolectadas en toda el área al noroeste del Chimbo por los equipos de muestreo geoquímico incluyen litologías similares a las de las secciones descritas anteriormente. Incluyen una alta proporción de rocas volcanoclásticas, como tobas, hialoclastitas, areniscas volcánicas y lavas. Las tobas y hialoclastitas muestran excelentes texturas vitroclásticas en sección delgada, con fragmentos de vidrio relativamente frescos y lapilli de escoria vítrea expandida aún preservada como sideromelano. Incluso las tobas retrabajadas y las areniscas volcánicas contienen una alta proporción de fragmentos de vidrio relativamente frescos. La composición general de estas rocas volcanoclásticas parece ser basáltica a andesítica, aunque también ocurren composiciones más ácidas, como tobas dacíticas en el Río Atio en [7038-97718].

Las lavas interestratificadas dentro de la secuencia volcanoclástica en el área al noroeste del Chimbo son principalmente basaltos y andesitas basálticas de grano fino, afaníticas y microporfiríticas, pero también incluyen andesitas porfiríticas, algunas de las cuales contienen fenocristales de hornblenda. Las lavas vesiculares y amigdaloideas son comunes, y las lavas almohadilladas bien desarrolladas están expuestas en el Valle del Chimbo entre [7197-97724] y [7202-97714]. Pequeños cuerpos de gabro y microgabro también intruyen la unidad, como por ejemplo en el Valle del Chimbo alrededor de El Cadial [7185-97725].

4.5.5 Composición de la Unidad Macuchi

No se han obtenido análisis químicos de la Unidad Macuchi dentro del área del mapa, pero basándose en la apariencia general y el análisis petrográfico, las lavas parecen ser principalmente basaltos y andesitas basálticas con ocurrencias relativamente menores de andesitas. Las tobas y las rocas volcanoclásticas retrabajadas en el área al noroeste del Chimbo tienen una apariencia más andesítica que las lavas, aunque en sección delgada gran parte del vidrio dentro de estas rocas es de color marrón pálido y parece ser basáltico.

Hughes y Bermúdez (1997) reportan 15 análisis químicos de lavas y clastos de brecha de la Unidad Macuchi en el área entre 1°S-0°. Estos varían en composición desde basaltos hasta andesitas de alta sílice. El análisis discriminante de elementos traza sugiere un entorno tectónico de arco insular de transición de tipo toleítico a calco-alcalino, aunque algunas muestras presentan firmas similares a las de MORB.

4.5.6 Resumen y discusión de la Unidad Macuchi

La Unidad Macuchi está compuesta por rocas volcanoclásticas basálticas y andesíticas depositadas subacuáticamente, lavas e intrusiones de edad del Eoceno Temprano a Medio y posiblemente más antiguas. El margen sureste de la unidad está delimitado por los sistemas de fallas Chimbo-Cañi y Multitud, que la ponen en contacto en todas partes con el Grupo Angamarca.

Las litologías dominantes son areniscas volcánicas, tobas basálticas primarias y retrabajadas, brechas y hialoclastitas. También se encuentran lavas basálticas y andesíticas, incluyendo lavas almohadilladas y brechas almohadilladas. Las rocas muestran una extensa evidencia de retrabajamiento y emplazamiento por procesos de flujo en masa, incluidos flujos de escombros y corrientes de turbidez. La abundancia de tobas primarias con buenas texturas vitroclásticas y lapilli de escoria expandida sugiere una erupción en aguas poco profundas o incluso en ambientes subaéreos. Los ambientes de aguas poco profundas también se sugieren por la naturaleza altamente vesicular de algunas de las lavas.

Los análisis químicos de lavas dentro de la unidad al norte del área cartografiada (Hughes y Bermúdez, 1997) indican composiciones basálticas y andesíticas con afinidad toleítica a calco-alcalina y características de elementos traza de arco insular. Dentro del área cartografiada, los grandes volúmenes de rocas basálticas y andesitas basálticas asociadas con menores volúmenes de rocas andesíticas y ocurrencias menores de tobas dacíticas son consistentes con un arco insular inmaduro de carácter transicional toleítico a calco- alcalino.

En conclusión, el peso de la evidencia respalda la visión de que la Unidad Macuchi se formó dentro de un arco insular intra-oceánico. Toda la unidad parece haberse acumulado en un ambiente submarino. Las lavas fueron claramente erupcionadas de forma local, aunque gran parte del material volcanoclástico fue llevado al ambiente de deposición por procesos de flujo en masa. Sin embargo, existe una considerable evidencia de que gran parte del material piroclástico y algunas de las lavas fueron erupcionadas en aguas poco profundas o, posiblemente, en un ambiente subaéreo.

4.6 Grupo Angamarca (PcE_{Ag})

El Grupo Angamarca en el área cartografiada está compuesto por areniscas turbidíticas bien estratificadas, limolitas y lodolitas, con intercalaciones de toba dacítica.

Las rocas del grupo afloran en las estribaciones occidentales en un cinturón limitado por fallas que se extiende hacia el suroeste desde Pallatanga hasta el área de Cochancay [6895-9275]. Aquí, pasa por debajo del aluvión de la llanura costera, pero vuelve a aparecer más al suroeste en las estribaciones cerca de Naranjal.

4.6.1 Relaciones estratigráficas y edad del Grupo Angamarca

Dentro del área cartografiada, el Grupo Angamarca ocupa una posición estructural entre la Unidad Pallatanga al sureste y la Unidad Macuchi al noroeste. En su margen sureste, el grupo está fallado contra la Unidad Pallatanga a lo largo de la Falla Multitud, y en su margen noroeste contra la Unidad Macuchi a lo largo del sistema de fallas Chimbo-Cañi.

El Grupo Angamarca es una unidad estratigráfica recién definida que se interpreta como una secuencia de relleno de cuenca siliciclástica aumentando el tamaño de los granos hacia arriba (Hughes y Bermúdez, 1997). La evidencia paleontológica del sector de la cordillera entre 0°-1°S indica una edad del Paleoceno al Eoceno para el grupo (Hughes y Bermúdez, op. cit.).

Dentro del área cubierta por este informe, se obtuvo una datación de traza de fisión de 37.8 ± 3.5 Ma de una toba de flujo de ceniza dacítica intercalada con sedimentos turbidíticos del Grupo en Guamampata [7215-97692]. Esto es equivalente a una edad del Eoceno Tardío, en consonancia con la evidencia paleontológica obtenida del grupo en otros lugares.

Hasta cinco formaciones han sido mapeadas dentro del Grupo más al norte (Hughes y Bermúdez, op. cit.; y McCourt et al., 1997), pero dentro del área de este informe solo se han reconocido dos unidades, a saber, la Formación Apagua y el Grupo Angamarca indiferenciado.

4.6.2 Formación Apagua (PcE_{Aga})

La Formación Apagua solo se encuentra en el extremo norte, en una cuña fallada a lo largo del lado oeste del río Coco [7240-97770]. Aquí se compone de areniscas turbidíticas de grano fino a medio, con estratos delgados a medianos, intercaladas con limolitas negras y lodolitas silicificadas.

Las areniscas son de grano fino, bien clasificadas y ricas en cuarzo y feldespato, pero contienen pocos granos líticos, solo trazas de mica y prácticamente ningún mineral máfico. Son gradadas y exhiben marcas de corriente débilmente desarrolladas. Menos común es la presencia laminaciones cruzadas.

No se ha obtenido evidencia sobre la edad de la formación dentro del área cartografiada. El área tipo para la Formación Apagua se encuentra cerca de Apagua, que está ubicada a lo largo de la carretera Latacunga-La Maná (Hughes y Bermúdez, 1997). Se sabe que la Formación tiene un límite inferior de edad equivalente al Paleoceno Medio (Wilkinson, 1997) y que la parte más joven es posterior al Eoceno Medio (Hughes y Bermúdez, *op. cit.*).

4.6.3 Grupo Angamarca indiferenciado (PcE_{Ag})

Las rocas que se han mapeado como Grupo Angamarca indiferenciado consisten esencialmente en areniscas, limolitas y lodolitas turbidíticas similares a las de la Formación Apagua, pero con intercalaciones de tobas intermedias. No está claro cómo se correlacionan estas rocas con las otras Formaciones del Grupo Angamarca en otras partes de la cordillera, aunque la presencia de cantidades considerables de toba es una variación significativa que no se observa en el grupo en otros lugares.

Las rocas indiferenciadas del Grupo Angamarca han sido mapeadas en dos áreas principales. En el noroeste, forman un cinturón continuo entre Pallatanga, Cumandá y Cochancay, y en el suroeste afloran en las estribaciones de la cordillera al este de Naranjal.

El grupo está bien expuesto a lo largo de la carretera Cumandá-Pallatanga entre [7137-97587] y [7239-97689], y a lo largo de la línea férrea al sur de Cumandá entre [7078-97532] y [7082-97523]. Aquí, la sucesión tiene una orientación NE y generalmente buza abruptamente hacia el SE, aunque localmente los estratos son verticales o muestran inversiones en el buzamiento. La secuencia consiste principalmente en areniscas turbidíticas de grano fino a medio con estratos delgados a medianos, intercaladas con limolitas y lodolitas negras, similares en apariencia a las de la Formación Apagua. Las areniscas son en su mayoría bien clasificadas y ricas en granos de cuarzo y feldespato, pero a diferencia de las de la Formación Apagua, son calcáreas. Exhiben estratos gradados con estructuras de carga basal débilmente desarrolladas, laminación paralela plana, estratificación cruzada a bajo ángulo y, menos comúnmente, estratificación convoluta (T_{abc}). Las areniscas laminadas más finas muestran gradación hacia bandas de limolita superiores (T_d).

Tobas masivas de composición principalmente dacítica están interestratificadas dentro de los sedimentos turbidíticos. Estas se pueden observar, por ejemplo, en la sección de la línea férrea en [7078-97529] y en varias exposiciones a lo largo de la carretera Cumandá-Pallatanga, por ejemplo, entre [7172-97627] y [7174-97632]. También afloran en el río Piedritas al sur de San Pascual [6958-97385]. Son rocas vitroclásticas de color gris pálido-verde que contienen abundantes fragmentos desgarrados de lodolita y limolita silicificada matriz-soportados, derivados de los sedimentos de fondo. Se observan texturas eutaxíticas, aunque no está claro si esto se debe a la soldadura o si es una textura producida por el aplanamiento de fragmentos de pómez y vidrio como resultado de la alteración diagenética y la compactación.

La toba más potente conocida ocurre en el prominente giro en la carretera principal inmediatamente al norte de Guamampata [7215-97692]. Aquí, una toba de flujo de ceniza, masiva, de color gris pálido y dacítica, está intercalada con los sedimentos turbidíticos. Tiene un espesor de entre 20 y 30 m y contiene abundante lapilli lítico y fragmentos desgarrados de sedimento de más de un metro de tamaño. Se pueden observar texturas fragmentarias en la muestra de mano y en sección delgada. Bajo la lupa, se pueden ver numerosos pequeños clastos dacíticos o riodacíticos de grano muy fino, con fracturas perlíticas. Estos se interpretan como fragmentos originales de obsidiana que se fracturaron perlíticamente como resultado de la hidratación. El contacto basal de esta toba con las turbiditas subyacentes no está expuesto, pero la parte superior está retrabajada y muestra una transición hacia arriba en areniscas tobáceas con varias intercalaciones delgadas de limolitas y lodolitas, que a su vez están cubiertas conformemente por areniscas, limolitas y lodolitas turbidíticas de estratos delgados a medianos, que representan la sedimentación de fondo. Se obtuvo una edad de traza de fisión de zircón del Eoceno Tardío de 37.8 ± 3.5 Ma de la toba en esta localidad.

Areniscas, limolitas y lodolitas de estratos delgados afloran en las estribaciones al sur y al este de Naranjal. No se ha obtenido evidencia sobre la edad de estas rocas, pero se asignan al Grupo Angamarca (indiferenciado) debido a su litología similar y posición estructural, situándose al oeste de la Unidad Pallatanga. El afloramiento principal al este de Naranjal solo ha sido examinado en una sección, a lo largo del valle del río Amazonas, aunque se han observado y muestreado rocas similares en otras partes de esta amplia área por los equipos de muestreo geoquímico del proyecto. Al sur del contacto de Naranjal, se exponen sedimentos metamorfizados en dos senderos que conducen a las antenas en [6475-96929] y [6486-96945]. Aunque están fuertemente corneanizados, parecen consistir principalmente en areniscas y limolitas, algunas de las cuales son micáceas.

4.6.4 Resumen y discusión del Grupo Angamarca

El Grupo Angamarca está compuesto esencialmente por areniscas, limolitas y lodolitas turbidíticas de estratos delgados a medianos, que se encuentran en un amplio cinturón limitado por fallas entre la Unidad Pallatanga al sureste y la Unidad Macuchi al noroeste.

El Grupo fue definido por Hughes y Bermúdez (1997), quienes lo interpretan como una secuencia de relleno de cuenca siliciclástica que aumenta el tamaño de los granos hacia arriba, de edad Paleoceno a Eoceno.

Tobas dacíticas de edad Eoceno Tardío están intercaladas con las turbiditas. Éstas no se han reconocido en el grupo en otras partes de la cordillera. Incluyen tobas primarias de flujo de ceniza, tobas retrabajadas y areniscas tobáceas que se emplazaron por una combinación de flujo piroclástico, flujo de escombros y flujo turbidítico. Las tobas son de la misma edad y composición similar a las tobas de flujo de ceniza de la Formación Ocaña, que aflora entre 5 y 8 km al sureste del Grupo Angamarca y es la unidad datada más antigua del Grupo Saraguro (Sección 4.7). Por lo tanto, las intercalaciones de toba se interpretan como flujos piroclásticos que representan algunas de las primeras actividades del Grupo Saraguro, que ingresaron a la cuenca sedimentaria del Angamarca desde el este.

4.7 Grupo Saraguro

4.7.1 Introducción

El Grupo Saraguro se define aquí como una secuencia de rocas volcánicas calco-alcalinas intermedias a ácidas de edad desde el Eoceno Medio Tardío hasta el Mioceno Temprano. El grupo aflora en una parte muy extensa del sector sur de la Cordillera Occidental y parece alcanzar su desarrollo más completo y extenso en el área cubierta por este informe.

Varios estudios anteriores han utilizado el nombre Saraguro en relación con diversas unidades de rocas volcánicas en el sur de Ecuador. Kennerley (1973) usó el término Grupo Saraguro para rocas volcánicas intermedias a ácidas cerca de Saraguro, cuya edad era desconocida, pero se asumía que pertenecían al Terciario Superior. Posteriormente, Kennerley (1980) renombró estas rocas como la Formación Saraguro y las asignó al Oligoceno, mientras que Baldock (1982) volvió al término Grupo Saraguro. En la última edición del Mapa Geológico Nacional, estas rocas se denominan Volcánicos Saraguro (BGS-CODIGEM, 1993). Estos trabajos anteriores usaron el nombre Saraguro para rocas de un rango de edad más restringido que en el estudio actual, asignándolas al Oligoceno con evidencia relativamente escasa. Estudios previos y mapas publicados también han tendido a subestimar la verdadera extensión de esta unidad volcánica, asignando la mayoría de las rocas ahora incluidas en el grupo a unidades significativamente más jóvenes como la Formación Tarqui (por ejemplo, DGGM, 1980) y Volcánicos Pisayambo (por ejemplo, BGS-CODIGEM, 1993), o a la más antigua Formación Macuchi (por ejemplo, DGGM, 1980 y Egüez et al., 1988).

Tabla 2. Resumen de las principales características del Grupo Saraguro dentro del área mapeada

Unidad	Litologías	Área tipo-mejor sección	Relaciones estratigráficas	Edades radiométricas	Edad
Unidad Puñay	Lavas andesíticas, brechas y areniscas. Limolitas rojo-púrpura	Área del Cerro Puñay-Huigra	Sobreyace en inconformidad a la Formación Ocaña. Subyace en inconformidad a la Formación Turi.		Oligoceno tardío? - Mioceno temprano?
Fm. Jubones	Toba riolítica de flujo de ceniza. Rica en cristales, fuertemente soldada	Río Minas [6830-96320]	Sobreyace en inconformidad a la Formación Plancharumi. Subyace en inconformidad a la Formación Quimsacocha.	22.76 ± 0.97 Ma 23.0 ± 2.2 Ma	Mioceno basal
Fm. Plancharumi	Tobas riolíticas de flujo de ceniza, lavas y brechas, tobas de cenizas finas, limolitas y areniscas. Lacustre	Escarpe del Cerro Plancharumi [6990-96737]	Sobreyace en inconformidad a la Formación Soldados. Subyace en inconformidad a la Formación Jubones.	25 ± 1.1 Ma	Oligoceno tardío
Fm. Cerro Caucay	Tobas riolíticas de flujo de ceniza. Ricas en cristales, ultrasoldadas y reomorfizadas	Oeste de Cañar, alrededor de Cerro Caucay [7227-97188]	Sobreyace en inconformidad a la Formación Chanlud. Subyace en inconformidad a la Formación Turi.	27.0 ± 1.0 Ma 30.2 ± 1.1 Ma	Oligoceno Temprano más tardío-Oligoceno tardío
Fm. Soldados	Tobas dacíticas ricas en cristales. Fuertemente soldadas	Alrededor de Soldados [6965-96741]	Sobreyace en inconformidad a las Fms. Río Blanco y Chanlud. Subyace en inconformidad a la Formación Plancharumi.	26.08 ± 0.8 Ma 27.07 ± 0.7 Ma 29.8 ± 1.2 Ma	Oligoceno tardío
Fm. Río Blanco	Lavas andesíticas, tobas, brechas y areniscas. Algunas lavas y tobas dacíticas de flujo de ceniza.	Río Blanco [6819-96883] y el camino entre [6825-96921] y [6709-97014]	Sobreyace en inconformidad a la Fm. Chulo. Subyace en inconformidad a la Fm Soldados. Podría ser equivalente a la Fm. Chanlud.		Oligoceno temprano
Fm. Chanlud	Lavas y brechas andesíticas, menores lavas dacíticas y riodacíticas.	Alrededor de Represa Chanlud [7145-96985]	Sobreyace a la Unidad Tomebamba en lugares con discordancia angular y en otros con un contacto conforme-transicional. Subyace en inconformidad a las Fms. Soldados y Cerro Caucay.		Oligoceno temprano
Unidad Tomebamba	Tobas de flujo de ceniza andesíticas y dacíticas básicas con alto contenido en sílice	Sureste del valle de Cajas-Tomebamba	Sobreyace en inconformidad a la Unidad Chulo. Subyace a la Formación Chanlud con contacto transicional y ampliamente conforme, y también con contacto en inconformidad.	34.1 ± 1.3 Ma	Oligoceno temprano
Unidad Filo Cajas	Tobas y lavas dacíticas de flujo de ceniza	Filo Cajas [6932-96967]	Sobreyace en disconformidad a la Unidad Chulo. Subyace en inconformidad a la Formación Chanlud y a la Unidad Tomebamba.		Eoceno tardío u Oligoceno basal
Unidad Chulo	Tobas riolíticas-riodacíticas de flujo de ceniza, brechas, lavas y sedimentos lacustres	Chulo [6980-97003]-Cerro Arquitecto [6943-96928]	Relación desconocida con la Formación Ocaña, posiblemente más antigua. Subyace en disconformidad a la Unidad Filo Cajas.		Eoceno tardío o más antiguo
Fm. Ocaña	Tobas dacíticas de flujo de ceniza. Ricas en cristales, fuertemente soldadas	Camino principal entre Ocaña [6975-97246] y Javín [7024-97269]	Sobreyace en inconformidad a esquistos del basamento. Subyace en inconformidad a las Unidades Tomebamba y Puñay.	35.9 ± 0.9 Ma 37.0 ± 1.5 Ma 38.6 ± 1.3 Ma	Eoceno medio-Eoceno tardío

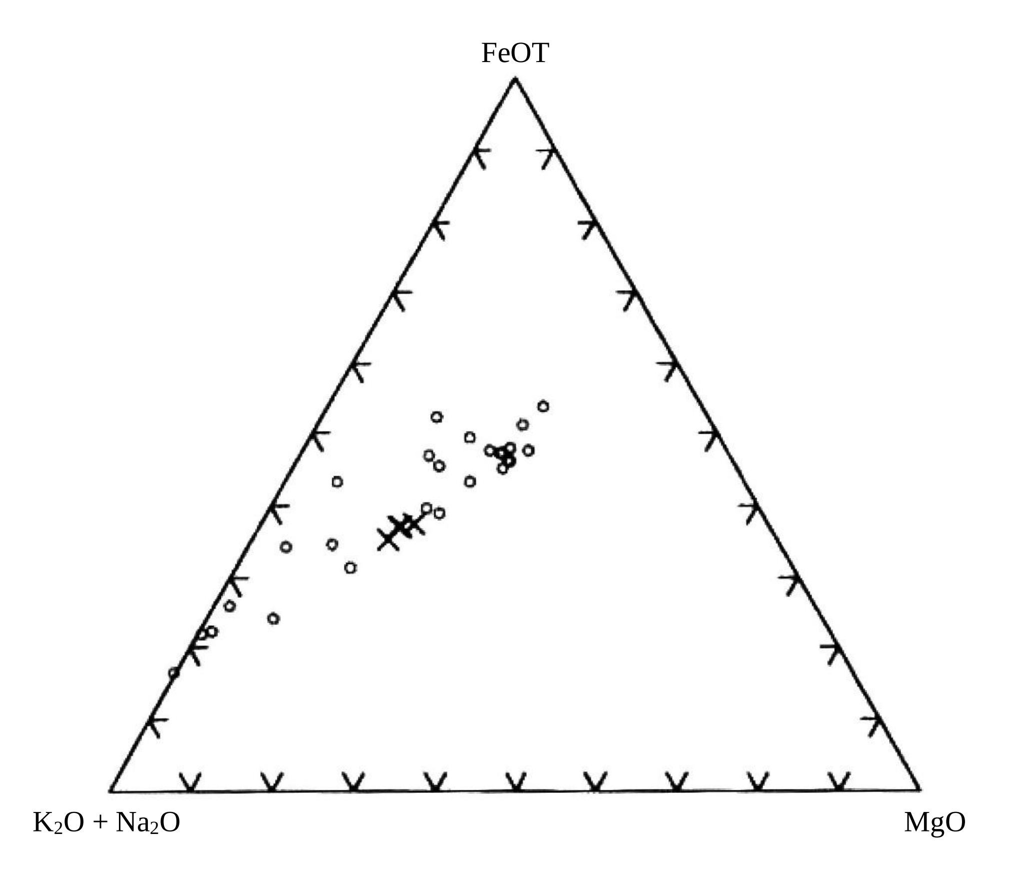


Figura 15. Diagrama triangular FMA de las composiciones de las lavas. Los círculos abiertos representan al Grupo Saraguro, las cruces a la Formación Cisarán

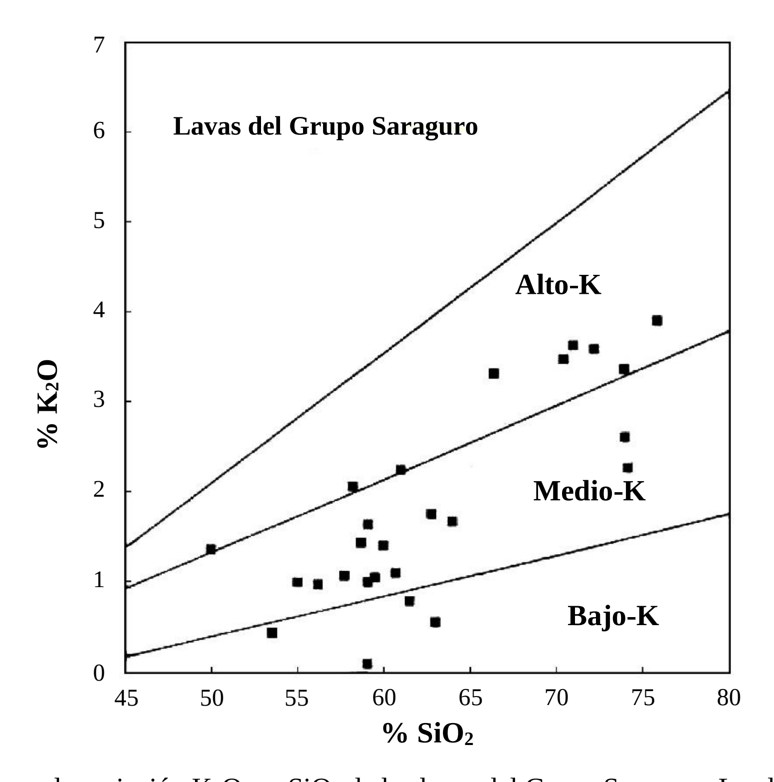


Figura 16. Diagrama de variación K_2O vs. SiO_2 de las lavas del Grupo Saraguro. Los límites de los campos calcoalcalinos de bajo, medio y alto K son tomados de Gill (1978)

En el presente estudio, se otorga formalmente el estatus de Grupo a esta secuencia volcánica. Es muy potente y extensa e incluye una serie de unidades litológicas distintivas que se formaron durante un prolongado período de tiempo. Las características destacadas de estas unidades se resumen en la Tabla 2.

Dentro del área cartografiada, el Grupo Saraguro está fallado contra, o descansa inconformemente sobre las rocas metamórficas que forman el basamento de la Cordillera Occidental al sureste de la Falla Bulubulu. A lo largo del margen occidental del afloramiento, las rocas del grupo también descansan inconformemente sobre, o están falladas contra, basaltos oceánicos deformados de la Unidad Pallatanga. La unidad datada más antigua dentro del grupo es la Formación Ocaña, que descansa sobre el basamento metamórfico y ha proporcionado varias dataciones de trazas de fisión y radiométricas, siendo la más antigua de 38.6 ± 1.3 Ma. La unidad datada más joven se encuentra en la Formación La Paz, que aflora justo al sur del área cartografiada y ha proporcionado una edad de traza de fisión de 22.5 ± 0.9 Ma (Pratt et al., 1997). Pratt et al. (op. cit.) también reportan varias dataciones de trazas de fisión más jóvenes de rocas del Grupo Saraguro indiferenciadas en la misma área (por ejemplo, 21.5 ± 0.8 y 20.7 ± 2.4 Ma).

Las edades relativas de las tres unidades litoestratigráficas más antiguas del Grupo Saraguro son inciertas. En el mapa publicado, la Formación Ocaña ha sido descrita como la más antigua con base en que ha proporcionado las dataciones radiométricas más antiguas. Sin embargo, la Unidad Chulo no ha sido datada y no muestra relaciones de contacto con la Formación Ocaña, por lo que podría ser más antigua. La única evidencia que apoya tal noción es circunstancial y se basa en el hecho de que existen similitudes en apariencia, composición y mineralogía entre la principal toba de flujo de ceniza dacítica de la Formación Ocaña y la de la Unidad Filo Cajas, que suprayace a la Unidad Chulo. Por lo tanto, es posible que la Unidad Chulo, que es riolítica, sea la unidad más antigua y esté seguida por las tobas de flujo de ceniza dacíticas de la Unidad Filo Cajas y la Formación Ocaña, que podrían ser correlativas entre sí.

El Grupo consiste principalmente en unidades de toba de flujo de ceniza soldada a gran escala y rocas volcánicas retrabajadas. Las lavas también son importantes e incluyen domos y flujos andesíticos, dacíticos y riolíticos desarrollados localmente, así como una potente secuencia de andesitas lateralmente extensas que afloran en una gran área al noroeste y al oeste de Cuenca. El ambiente de deposición a lo largo de la mayor parte del grupo fue subaéreo, aunque también se presentan secuencias acuáticas localmente. Las dataciones radiométricas obtenidas por el proyecto actual indican que el grupo se formó durante un período de aproximadamente 18 millones de años, durante el cual hubo episodios de deformación y erosión. Por lo tanto, las inconformidades y las no-secuencias son comunes.

El grupo tiene una composición que varía de andesítica a riolítica. Considerando todo el Grupo Saraguro, incluyendo el área al sur (Pratt et al., 1997), los volúmenes relativos de composiciones andesíticas, dacíticas y riolíticas son aproximadamente iguales. La Figura 15 indica que las lavas del grupo tienen una tendencia calco-alcalina y, en general, caen en los campos de medio-K y alto-K calco-alcalinos, como se ilustra en la Figura 16.

4.7.2 Formación Ocaña (E_{So})

Las rocas volcanoclásticas dacíticas, que consisten predominantemente en tobas de flujo de ceniza intensamente soldadas, afloran a lo largo de la carretera principal La Troncal-Zhud entre Ocaña [6975-97246] y el asentamiento de Javín [7024-97269]. Estas rocas se denominan aquí Formación Ocaña. La unidad ha sido cartografiada hacia el noreste hasta el área de Huigra, donde pasa por debajo de una cubierta volcánica más joven. Se extiende hacia el suroeste desde el área de Ocaña, pero no ha sido examinada en detalle en este terreno y solo se ha identificado en afloramientos esporádicos y en rodados dentro del río Patul y alrededor de San Antonio de Gualleturo.

4.7.2.1 Relaciones estratigráficas y edad de la Formación Ocaña: La Formación está fallada contra basaltos de la Unidad Pallatanga, descansa inconformemente sobre y está fallada contra esquistos del basamento metamórfico. A su vez, está inconformemente cubierta por la Unidad Tomebamba de edad Oligoceno Temprano.

Durante el presente estudio se han obtenido dos dataciones de trazas de fisión de la Formación Ocaña. Una edad de 37.0 ± 1.5 Ma se obtuvo de una muestra (PND-1692) de toba dacítica de flujo de ceniza intensamente soldada que aflora a lo largo de la carretera Ocaña-Javín en [6998-97252]. Una toba de flujo de ceniza idéntica expuesta a lo largo de la carretera El Triunfo-Huigra en [7164-97692] dio una edad similar de 38.6 ± 1.3 Ma (PND-1698). Egüez et al. (1990) también reportan una datación K/Ar de 35.9 ± 0.9 Ma de rocas volcánicas intermedias situadas al oeste de Huigra en [7240-97467], las cuales han sido incluidas en la Formación Ocaña por el presente estudio.

Estas dataciones indican una edad de Eoceno Medio más Superior a Eoceno Tardío para la Formación Ocaña.

Aunque la Formación Ocaña ha proporcionado las dataciones radiométricas más antiguas del Grupo Saraguro, puede no ser la unidad litoestratigráfica más antigua del Grupo. Las relaciones estratigráficas de la Formación con la Unidad Chulo y la Unidad Filo Cajas son inciertas. No se han obtenido dataciones radiométricas de estas dos últimas unidades, pero, basándose en los buzamientos regionales de los estratos, es posible que la Unidad Chulo sea más antigua que la Formación Ocaña. La principal toba de flujo de ceniza dacítica de la Unidad Filo Cajas también es litológicamente similar a la toba de flujo de ceniza de la Formación Ocaña en la sección tipo, excepto que muestra evidencia de estar más próxima a una fuente eruptiva. Por lo tanto, es posible que la Formación Ocaña sea un equivalente más distal de la Unidad Filo Cajas y que ambas unidades post-daten a la Unidad Chulo.

4.7.2.2 La Formación Ocaña entre Ocaña y Javín: La Formación está bien expuesta a lo largo de un tramo de 5 km de la carretera La Troncal-Suscal entre Ocaña y Javín. Una sección paralela también se encuentra a unos kilómetros al norte a lo largo de la antigua carretera que se dirige al oeste desde Javín hacia La Troncal.

La sección de Ocaña consiste principalmente en tobas de flujo de ceniza masivas y ricas en cristales que están intensamente soldadas. En algunos lugares se presentan tobas retrabajadas, arenitas volcánicas y brechas de flujo de masa. No está claro si las tobas de flujo de ceniza masivas de la sección representan un único flujo piroclástico o varios flujos más pequeños, aunque gran parte de la sección parece estar representada por una sola unidad masiva. Las tobas son de color gris-verde oscuro y vítreas, con abundantes cristales de feldespato y cristales de cuarzo redondeados y con golfos de corrosión. Se desarrollan comúnmente texturas eutaxíticas y las texturas vitroclásticas se pueden observar en las superficies meteorizadas. En sección delgada, las tobas se observan intensamente soldadas. Las matrices presentan excelentes texturas vitroclásticas que consisten en fragmentos de vidrio soldado y lapilli de pómez deformados. Los clastos líticos accidentales de hasta 20 cm de tamaño se encuentran en toda la toba y consisten en lava intermedia y más raramente en litologías granitoides de grano medio. También se encuentran abundantes pequeños clastos de esquisto cerca de la base de la unidad.

Los análisis químicos y numerosas mediciones de rayos gamma indican que las rocas de la formación son dacíticas. Dos análisis de tobas soldadas de la sección de Ocaña se presentan en la Tabla 3. Al recalcularse en una base libre de agua, éstas presentan composiciones de dacita básica.

En el extremo occidental de la sección de Ocaña, las tobas están falladas contra esquistos grafíticos a lo largo de la Falla Bulubulu. El contacto fallado está expuesto a lo largo de la antigua carretera en [6975-97259], donde tanto los esquistos como las tobas están fuertemente cizallados. Aunque el contacto está fallado en esta localidad, la cartografía indica que a una corta distancia al noreste a lo largo del lado este del valle de Bulubulu, el contacto entre los esquistos y las tobas probablemente sea una inconformidad. La inconformidad no ha sido observada, pero en el tramo de la antigua carretera en [7002-97272] se expone un afloramiento cerca de la base de las tobas. Este consiste en una toba de flujo de ceniza dacítica intensamente soldada que contiene abundante lapilli de esquisto grafítico. Se concluye que el lapilli fue incorporado al flujo piroclástico parental mientras este pasaba sobre el basamento de rocas metasedimentarias.

Tabla 3. Análisis químicos de las tobas de la Formación Ocaña

Muestra	**PND-356**	**PND-359**
SiO_2	62.28	63.83
TiO_2	0.78	0.60
Al_2O_3	16.2	15.58
Fe_2O_3	5.12	5.49
MnO	0.09	0.09
MgO	1.77	2.60
CaO	4.9	5.33
Na_2O	3.77	2.58
K_2O	1.67	2.50
P_2O_5	0.12	0.10
LOI	2.47	1.16
TOTAL	**99.17**	**99.85**

En el extremo oriental de la sección de Ocaña, las tobas de la Formación Ocaña están cubiertas por sedimentos de la Unidad Puñay. Superficies de estratificación raras y texturas eutaxíticas indican que las tobas de Ocaña están plegadas. Por lo tanto, es difícil calcular la potencia de las tobas, pero se estima que tienen una potencia aproximada de entre 400 y 500 m.

Egüez et al. (1988) identificaron anteriormente las rocas de esta sección como lavas andesíticas y las asignaron a la Formación Macuchi (*sic*). Sin embargo, el presente trabajo indica claramente que la secuencia está compuesta por tobas dacíticas, las cuales no pueden formar parte de la Unidad Macuchi debido a su posición estructural, descansando sobre el basamento metamórfico al sureste de la Falla Bulubulu.

4.7.2.3 La Formación Ocaña en el área de Huigra- Valle de Chanchán: Las tobas de flujo de ceniza dacíticas de la Formación se pueden rastrear en un cinturón continuo desde el área de Ocaña hacia el norte hasta el Valle de Chanchán, donde están expuestas en acantilados a lo largo de la carretera Huigra-El Triunfo entre Quebrada San Carlos [7151-07428] y Río Angas [7178-97419]. Aquí, la Formación está fallada contra los basaltos en almohadilla de la Unidad Pallatanga al oeste. La sección consiste en una única toba dacítica de flujo de ceniza, soldada, masiva y rica en cristales, prácticamente idéntica en apariencia a la unidad principal de toba vista en la sección Ocaña-Javín. La toba contiene abundantes cristales de feldespato y cuarzo redondeado en una matriz vítrea de color gris oscuro. En sección delgada, la roca se observa como ultra-soldada, con una matriz compuesta en gran parte por vidrio de color marrón pálido, en la cual la estructura de soldadura es tan extrema que sugiere reomorfismo tras la deposición de la toba.

La Formación también está bien expuesta en el prominente escarpe de Filo de Chasmay [7242-97500], situado inmediatamente al norte de Huigra. Aquí, aproximadamente 1000 m de tobas dacíticas de flujo de ceniza con lapilli y ricas en cristales están expuestas, algunas de las cuales presentan fuertes texturas eutaxíticas. Éstas buzan hacia el noroeste y el oeste. En el lado oeste, están falladas contra los basaltos de la Unidad Pallatanga, y al noreste pasan por debajo de rocas andesíticas más jóvenes de la Formación Cisarán.

4.7.2.4 Resumen y discusión de la Formación Ocaña: La Formación Ocaña es la unidad litológica datada más antigua dentro del Grupo Saraguro. Consiste predominantemente en tobas de flujo de ceniza dacíticas masivas y fuertemente soldadas, de edad desde el Eoceno Medio más Superior hasta el Eoceno Tardío, que se depositaron sobre un basamento de rocas metasedimentarias. No está claro si la Formación es más antigua o más joven que la Unidad Chulo (ver sección siguiente).

Anteriormente, al Grupo Saraguro se le había asignado una edad Oligoceno, pero las nuevas dataciones obtenidas de la Formación Ocaña ahora indican que la actividad volcánica del Grupo comenzó mucho antes. También se considera significativo que las tobas de flujo de ceniza dacíticas de la misma edad (37.8 ± 3.5 Ma) y composición general estén intercaladas dentro de sedimentos turbidíticos del Grupo Angamarca a una distancia relativamente corta al oeste en el área Pallatanga-Cumandá-La Troncal (ver sección 4.6.3). Se cree que representan la misma actividad temprana del Grupo Saraguro, durante la cual las tobas de flujo de ceniza erupcionadas sobre el basamento metamórfico del margen continental y fluyeron hacia el oeste en la cuenca sedimentaria de antearco del Grupo Angamarca.

4.7.3 Unidad Chulo (E_{Sc})

La Unidad Chulo aflora en la parte alta del área de Cajas, entre Chulo [6980-97003], Laguna Totoras [6976-96930] y San Felipe de Molleturo. Está compuesta por tobas riodacíticas y riolíticas, brechas, sedimentos tobáceos, lavas e intrusiones de alto nivel.

4.7.3.1 Relaciones estratigráficas y edad de la Unidad Chulo: Debido a la falta de tiempo y al difícil acceso, la Unidad Chulo no ha sido examinada con suficiente detalle. Por lo tanto, su estratigrafía y estructura no se comprenden completamente.

Los estratos de la Unidad Chulo tienen una inclinación principal hacia el oeste y el noroeste. La base de la unidad no ha sido observada y su relación con la Formación Ocaña es desconocida. Al noroeste, la unidad es sobreyacida por la Unidad Filo Cajas. La naturaleza del contacto no está claramente entendida, pero podría ser en general conformable o ligeramente discordante. La unidad está cubierta de forma inconforme hacia el oeste por la Formación Río Blanco, y hacia el norte, este y sur por la Unidad Tomebamba, Formación Chanlud y Formación Soldados. Está intruida en su totalidad por diques de andesita relacionados con la suprayacente Formación Chanlud. Estas unidades litoestratigráficas descansan con una inconformidad angular sobre la Unidad Chulo. Esto se puede observar, por ejemplo, en la Quebrada de Nipalay [6835-96900] entre Miguir y San Felipe de Molleturo, donde las tobas riolíticas de la Unidad Chulo están plegadas en un anticlinal con tendencia hacia el noreste y cubiertas subhorizontalmente por la Formación Río Blanco.

La edad precisa de la Unidad Chulo no se conoce. Se supone que es del Eoceno Tardío, porque está cubierta en inconformidad angular por tobas de la Unidad Tomebamba, que han proporcionado una datación de trazas de fisión de zircón del Oligoceno basal. Sin embargo, como se discute en la Sección 4.7.2.1, es concebible que pueda preceder a la Formación Ocaña y, por lo tanto, ser la unidad más antigua del Grupo Saraguro, y posiblemente del Eoceno Medio.

4.7.3.2 La Unidad Chulo en el área de Chulo-Baute: En el área inmediatamente circundante a Chulo [6977-97003], afloran tobas ácidas masivas, tobas-brechas y brechas, como por ejemplo en los valles del Río Chochuayacu y Río de Curiquinga al oeste, y en la cresta del Cerro Padre Rumi al este [6975-96980]. Se cree que estas rocas representan la parte expuesta más antigua de la unidad. Son de color blanco-meteorizado, recristalizadas y algo alteradas, e intruidas por numerosos diques de andesita relacionados con la suprayacente Formación Chanlud. Algunas de las tobas-brechas tienen texturas eutaxíticas y se interpretan como productos de flujos piroclásticos, aunque otras son brechas líticas polimícticas de probable origen epiclástico.

Las brechas y las tobas-brechas pasan a una secuencia estratificada de tobas de flujo de cenizas riolíticas-riodacíticas. Éstas afloran al oeste de Chulo cerca de Laguna Unsidas [7015-96998] y justo al oeste de Laguna Sasarín en [7000-97012]. En ambas localidades afloran al menos cuatro unidades de flujo de cenizas, cada una con un espesor de entre 5 y 15 metros. Son masivas y tienen texturas eutaxíticas destacadas por fiammes consistiendo en lapilli pómez aplanado. En Laguna Sasarín, la toba más superior está cubierta por lavas de andesita de la Formación Chanlud.

Rocas similares afloran al sureste de Chulo en la región alrededor de Baute [6968-96991], donde forman una secuencia bien definida buzando hacia el noroeste (Lámina 1). Las rocas expuestas más antiguas son brechas y tobas-brechas riolíticas masivas, meteorizadas, de color blanco y rosa-púrpura pálido que afloran en el lado este del valle en la cresta del Cerro Padre Rumi. Al avanzar hacia el oeste (ascendiendo en la sucesión), no hay exposición en el fondo del valle debido a una cobertura de morrena, pero el terreno probablemente está subyacido por tobas riolíticas en lajas y tobas retrabajadas que afloran más al suroeste en la cabecera del valle. En el lado oeste del valle, aflora una secuencia estratificada de tobas de flujo de cenizas bien definida. La unidad expuesta más baja es una toba de flujo de cenizas riolítica masiva, fuertemente soldada, de aproximadamente 120 metros de potencia. Esta tiene juntas de enfriamiento columnar muy bien desarrolladas y forma la colina prominente en [6954-96970]. En el extremo sur de la colina, esta toba se puede ver descansando sobre tobas riolíticas en lajas profundamente meteorizadas y tobas retrabajadas que cubren una gran área del terreno más alto hacia el suroeste, extendiéndose hasta la carretera principal (ver sección 4.7.2.3). La toba con juntas columnares está cubierta por una serie de cuatro o cinco tobas de flujo de cenizas riolíticas y riodacíticas más delgadas, cada una de 10-15 metros de espesor. Estas unidades de toba más delgadas están expuestas al noreste de Laguna de La Casa [6950-96985] y parecen buzar bajo la Unidad Filo Cajas, que forma el prominente escarpe en el lado noroeste del lago.

4.7.3.3 La Unidad Chulo entre Laguna Totoras y la cima de la carretera de Cajas: Las rocas de la Unidad Chulo están bien expuestas junto a la carretera principal que atraviesa la parte más alta de Cajas, en el área alrededor de Laguna Totoras [6976-96930] y más al oeste.

En torno a Laguna Totoras y en el terreno inmediatamente al oeste, afloran brechas ácidas, tobas y riolitas. Las riolitas presentan bandas de flujo, pliegues de flujo y brechas de flujo, y muestran tanto relaciones de contacto intrusivas como extrusivas. Exposiciones excelentes de riolitas con bandas de flujo y autobrechas se encuentran en los cortes de carretera en [6962-96929]. Las dos colinas prominentes en el lado norte y oeste de Laguna Totoras son domos de riolita que se cree que son cuerpos intrusivos de alto nivel. Otro domo se encuentra en [6958-96940] y está bien expuesto junto al sendero que lleva al norte hacia Patul. Aquí se pueden observar relaciones complejas entre riolitas con bandas de flujo, pliegues de flujo y autobrechas. No todas las brechas en esta área son autobrechas. Algunas son brechas de flujo de escombros soportadas por matriz que contienen clastos líticos polimícticos, una alta proporción de los cuales consiste en bloques angulares gruesos de riolita con bandas de flujo. Esto se toma como evidencia de que los domos de riolita en esta área deben haber sido parcialmente extrusivos, y que sus capas de brecha fueron retrabajadas por procesos de flujo en masa.

Tobas riodacíticas de color verde pálido cubren las brechas en los acantilados en el lado oeste de Lagunas Ataucocha [6963-96952]. Éstas están soldadas y tienen texturas eutaxíticas pronunciadas, y contienen cristales de cuarzo redondeados y abundante lapilli lítico dacítico. Una excelente sección ocurre a través de una toba casi idéntica a lo largo de la carretera principal justo al este de la cima (4134 m) [6958-96933]. Ésta expone una toba masiva, de color verde pálido, riodacítica, de al menos 50 metros de potencia, que tiene una textura eutaxítica pronunciada y está fuertemente soldada. Contiene abundante lapilli lítico dacítico o riodacítico y bloques que son más gruesos y abundantes hacia la base de la unidad de flujo (en el extremo este de la exposición), donde constituyen al menos el 40% de la roca. La matriz exhibe buenas texturas vitroclásticas y contiene abundantes cristales de feldespato y cuarzo redondeado.

4.7.3.4 Tobas y rocas volcanoclásticas del área Cerro Arquitecto-Pampladas: Una secuencia distintiva de tobas riolíticas bien estratificadas y sedimentos tobáceos aflora en un sinclinal inmediatamente al oeste de la cima de la carretera principal. Éstas se exponen en los cortes de carretera cuesta abajo desde el giro prominente en la carretera en [6951-96934], aunque una sección más completa se puede observar al sur de la carretera en los acantilados de Cerro Arquitecto [6943-96928], donde se exponen aproximadamente 100 m de sedimentos estratificados. La sección consiste en sedimentos tobáceos bien estratificados y de color blanco, que incluyen arenitas volcánicas turbidíticas, limolitas, tobas de polvo laminadas, microbrechas de flujo de escombros pumíceas y delgadas tobas de flujo de ceniza riolíticas. Se cree que esta secuencia bien estratificada se depositó en un entorno lacustre y está cubierta en el área de la cima del Cerro Arquitecto por una toba de flujo de ceniza riolítica altamente silícea de más de 100 m de potencia. Esta toba más superior tiene prominentes juntas de enfriamiento columnar y una textura eutaxítica muy bien desarrollada. En sección delgada, se observa que está ultra-soldada.

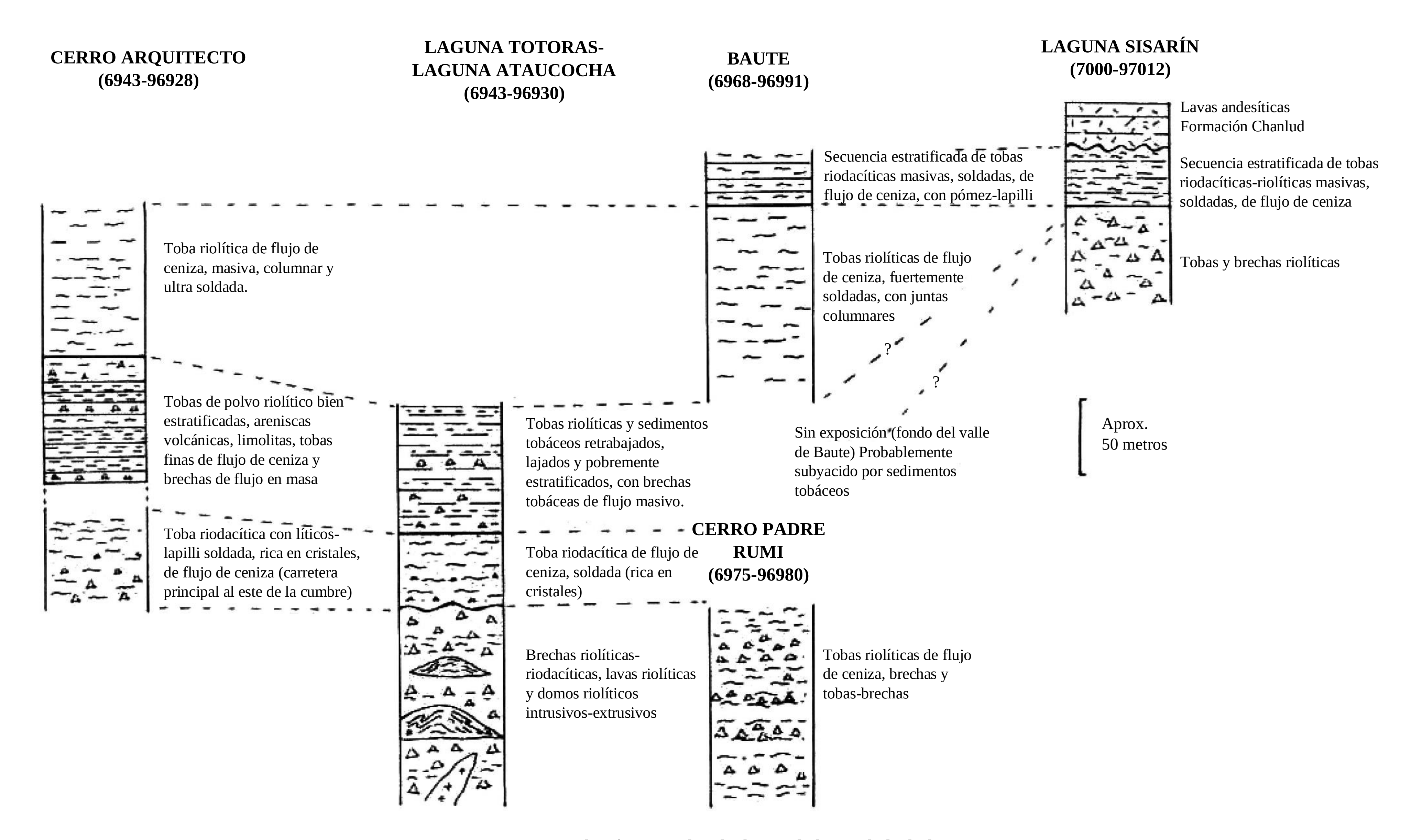


Figura 17. Correlación generalizada dentro de la Unidad Chulo

Al norte de la carretera, los sedimentos volcánicos bien estratificados pasan a un área de tobas y sedimentos mezclados de manera compleja y caótica. En el circo glacial en el lado este de Pampladas [6934-96944], se exponen varios cientos de metros de toba riolítica masiva color blanco meteorizado en una pared de acantilado (Lámina 2). Abundantes clastos de sedimentos están soportados dentro de la toba y muestran evidencia deformacional de haber estado húmedos y plásticos en el momento de su incorporación. Estos incluyen clastos de limolita, lodolita, arenisca y brecha de color verde y marrón-rojo, que varían en tamaño desde menos de un centímetro hasta varias decenas de metros. También se encuentran abundantes pequeños fragmentos de carbón. La matriz de toba blanca que soporta los clastos está profundamente meteorizada y tiene una textura similar a la arenisca, pero en sección delgada se observa que está compuesta casi en su totalidad por fragmentos de vidrio muy finos, no deformados (no soldados) cuspidados (ahora recristalizados). La toba está cubierta en la parte superior del acantilado por limolitas y areniscas tobáceas de color gris oscuro que, junto con la toba, muestran evidencia de *slumping* a gran escala y deformación de sedimentos blandos que ha producido un mélange con llamas a gran escala y diques sedimentarios que se extienden hacia abajo en la toba a profundidades de hasta 100 metros. Cerca de la cima del acantilado, un gran *raft* de toba de más de 50 m de ancho parece estar envuelto en sedimento.

A la escala de mapeo, poco se pudo hacer para desentrañar las complejidades de esta ubicación. No obstante, parece que sucedieron varios eventos para producir estas rocas mezcladas. En primer lugar, parece que una gran toba de flujo de cenizas riolíticas fue erupcionada en una cuenca sedimentaria, incorporando clastos de sedimento húmedo en el cuerpo de la toba. La textura vitroclástica muy fina de esta toba podría considerarse evidencia de un evento extremadamente explosivo causado por la interacción del flujo piroclástico con el agua cuando entró en el entorno lacustre. Tras la deposición adicional de sedimento (de color gris oscuro) sobre la toba, la inestabilidad provocó más slumping y mezcla de sedimento y toba, resultando en la formación de estructuras de llamas a gran escala y diques sedimentarios.

Las tobas masivas de color blanco que contienen clastos de sedimento se pueden rastrear hacia el noreste en el terreno alto alrededor del Cerro Amarillo [6937-96958] y más al este [6955-96955]. Incluyen tobas secundarias que muestran evidencia de retrabajamiento y slumping. En el terreno más alto, están crudamente estratificadas y buzan hacia el norte debajo de la potente toba soldada de flujo de cenizas con juntas columnares, que forma la colina prominente al sur del área de Baute (sección 4.7.3.2).

Una exposición instructiva también ocurre en el terreno alto a una corta distancia al norte de la carretera principal en [6952-96947]. Aquí, las brechas de flujo de escombros muestran características consistentes con haber estado calientes y húmedas en el momento de su emplazamiento. Contienen clastos líticos que están sueltos en cavidades más grandes dentro de una matriz rica en arcilla. Estos clastos rodeados por cavidades son una característica de los depósitos freatomagmáticos formados por la generación y expansión de vapor alrededor de clastos calientes incorporados en una matriz húmeda.

4.7.3.5 Resumen y discusión de la Unidad Chulo: La Unidad Chulo consiste en tobas riolíticas y riodacíticas, brechas, sedimentos volcanoclásticos y riolitas intrusivas-extrusivas. Se considera que la unidad es de edad del Eoceno tardío, pero podría ser más antigua.

Aunque es necesario un trabajo más detallado para esclarecer la estratigrafía de la Unidad Chulo, una serie de unidades de roca distintivas permiten hacer correlaciones amplias entre las tres áreas descritas en las secciones anteriores, como se ilustra en la Figura 17.

Se cree que las brechas, tobas-brechas y tobas expuestas en la parte oriental del afloramiento de la unidad, entre la Laguna Totoras y Chulo, son la parte más antigua expuesta de la unidad. Dentro de las brechas, se encuentran flujos y domos intrusivos-extrusivos de riolita. Las brechas incluyen brechas autoclásticas y epiclásticas que se desarrollaron alrededor de los domos.

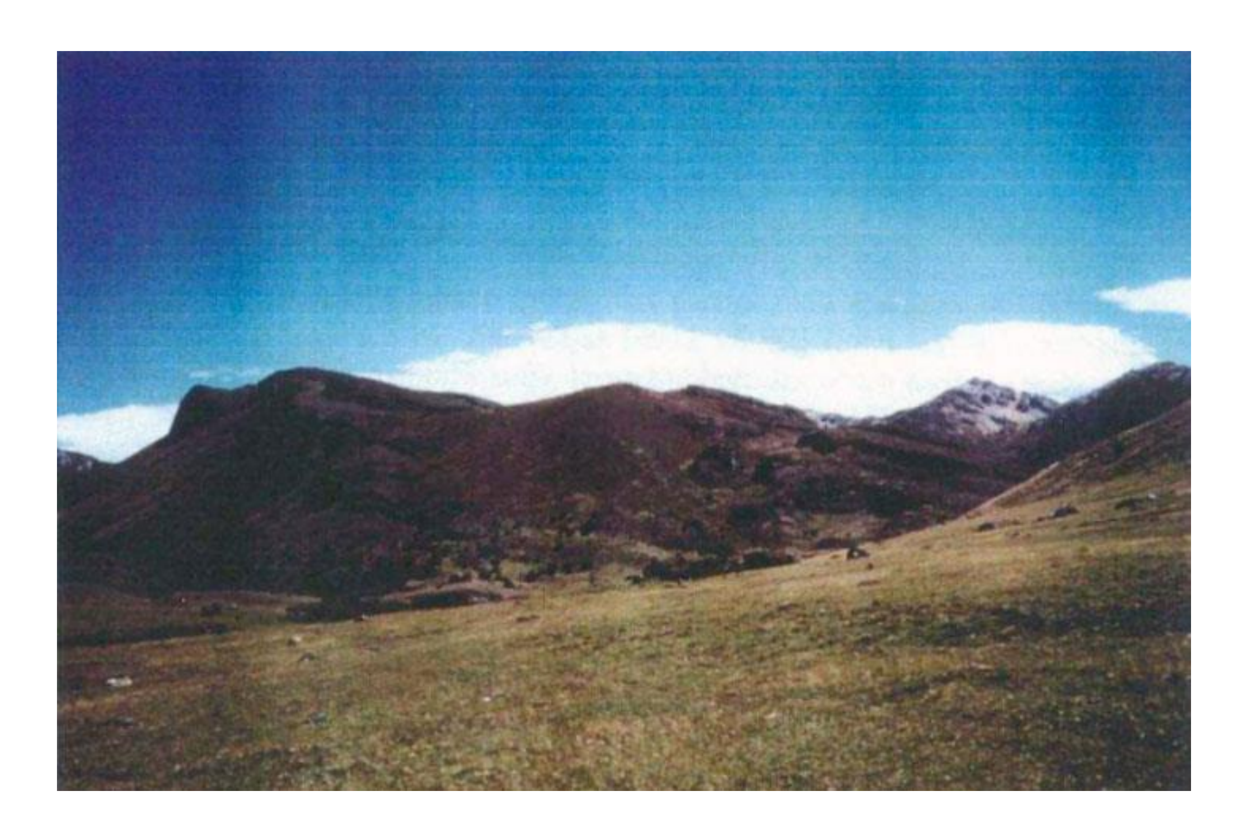


Lámina 1. Tobas riolíticas soldadas con buzamiento hacia el noroeste de la Unidad Chulo en Baute, vistas desde el norte. El pico a lo lejos es la cumbre del Filo Cajas

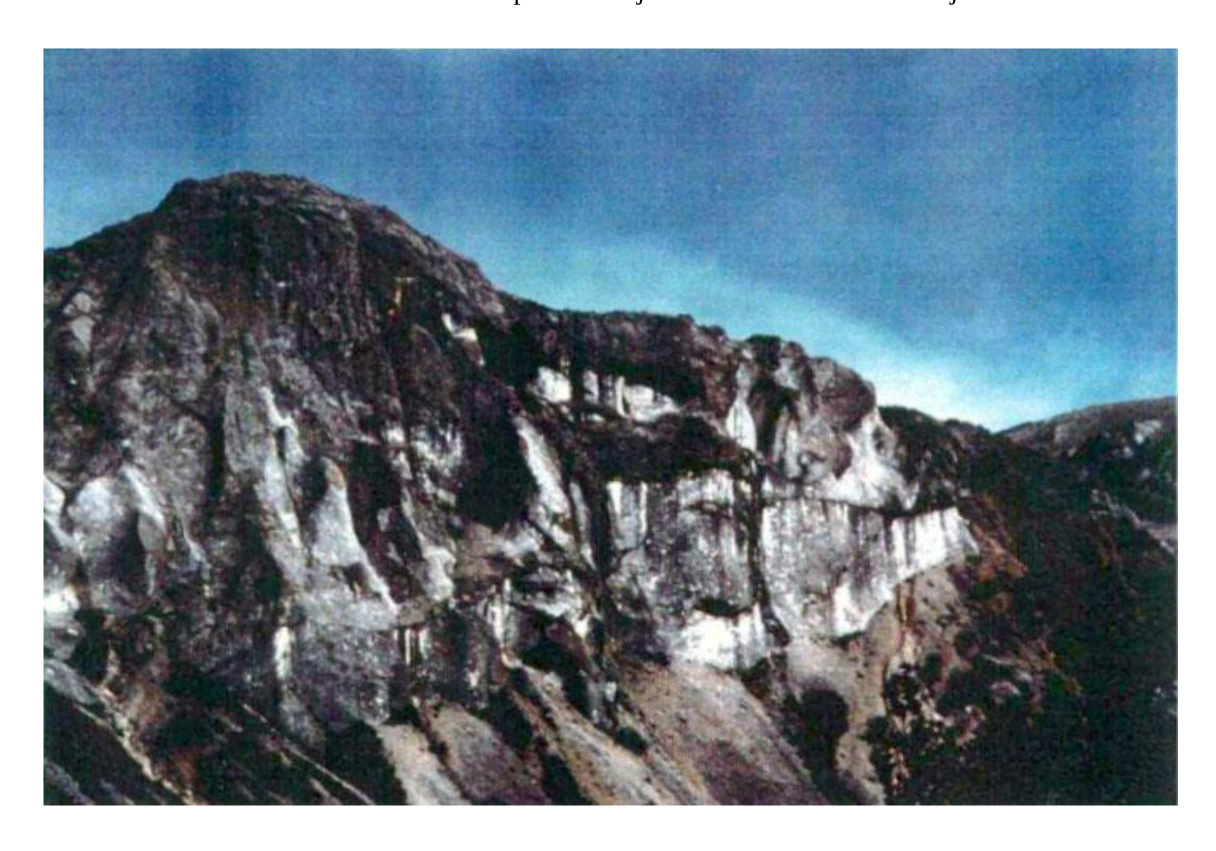


Lámina 2. La Unidad Chulo en la pared del acantilado cerca de Pampladas [9651-96944]. El acantilado tiene aproximadamente 150 m de altura y muestra una mezcla caótica de la toba de flujo de ceniza, riolítica, masiva, no-soldada y de color gris claro, con los sedimentos más oscuros. Se pueden ver diques y llamas de sedimentos más oscuros intruyendo en la toba

Las brechas están superpuestas por varias tobas riodacíticas de flujo piroclástico. Éstas, a su vez, son seguidas por una secuencia compleja de tobas retrabajadas y sedimentos. Se considera que los sedimentos son de origen lacustre e incluyen tobas de polvo riolítico, limolitas, lodolitas, areniscas volcánicas, brechas de flujos de escombros y tobas de flujo de ceniza. En la zona de Cerro Arquitecto, estas forman una secuencia bien estratificada y coherente, pero en otras partes parecen haber sido perturbadas por flujos piroclásticos riolíticos que ingresaron al ambiente lacustre, causando slumping y mezclas a gran escala, así como la intrusión de diques sedimentarios y llamas, como se puede ver alrededor de Pampladas.

La compleja secuencia de sedimentos mezclados y tobas retrabajadas está cubierta por una serie de tobas soldadas riolíticas de flujo de ceniza. La más baja de estas está expuesta en las áreas de Baute y Cerro Arquitecto, y es altamente silícea, intensamente soldada y presenta juntas columnares, alcanzando espesores de hasta 120 m. Ésta se encuentra superpuesta por varias unidades de toba de flujo de ceniza más delgadas en el área de Baute-Chulo.

4.7.4 Unidad Filo Cajas (E?-O?$_{Sfc}$)

La Unidad Filo Cajas aflora en la parte más alta del área de Cajas y debe su nombre al escarpe de Filo Cajas [6932-96967] (Lámina 3). Está compuesta predominantemente de tobas dacíticas de flujo de ceniza, lavas y brechas, que forman una secuencia con un suave buzamiento hacia el noroeste. También se encuentran tobas y lavas riodacíticas y riolíticas en la parte superior de la unidad.

4.7.4.1 Relaciones estratigráficas y edad de la Unidad Filo Cajas: La edad de la Unidad Filo Cajas es incierta. Sobreyace a la Unidad Chulo, probablemente de manera inconforme, pero sin discordancia angular, y es superpuesta por lavas de la Formación Chanlud. También está intruida por diques que actuaron como alimentadores de la Formación Chanlud. Por lo tanto, tiene una edad mínima equivalente al Eoceno tardío o al Oligoceno temprano. El hecho de que sobreyace a la Unidad Chulo sin una discordancia obvia, mientras que la Unidad Tomebamba del Oligoceno basal sobreyace a la Unidad Chulo con una fuerte discordancia angular, sugiere que la Unidad Filo Cajas fue deformada junto con la Unidad Chulo antes de la erosión y deposición de la Unidad Tomebamba. Por lo tanto, es más probable que la unidad sea de edad del Eoceno tardío en lugar de Oligoceno temprano. Como se discutió en la Sección 4.7.2.1, la unidad podría ser correlativa de la Formación Ocaña y, por lo tanto, podría ser tan antigua como el Eoceno Medio más tardío.

4.7.4.2 La Unidad Filo Cajas en el área de Filo Cajas y Laguna Playas Encantadas: Lavas intermedias afloran en el primer plano al sureste del escarpe principal de Filo Cajas, alrededor de Padre Machay [6925-96937] y las lagunas del área de Pampladas [6930-96945]. Tienen una potencia estimada de 150-200 m y consisten en rocas de color gris-verde oscuro a pálido con abundantes microfenocristales de plagioclasa. La mayoría de los flujos son dacíticos, aunque algunos podrían ser de composición de andesita con alto contenido de sílice. Presentan bandas de flujo uniformes y exhiben plegamientos de flujo y autobrechamiento.

Las lavas en el primer plano del escarpe están cubiertas por una toba masiva, dacítica de flujo de ceniza de aproximadamente 40 metros de potencia, que forma un pequeño escarpe o terraza similar a un banco con tendencia NE, inmediatamente al oeste de la laguna sin nombre en [6924-96946]. Esta toba es de color verde medio y tiene una textura eutaxítica resaltada por prominentes fiammes, consistentes en lapilli pumíceo aplanado y cloritizado. Contiene abundantes clastos subredondeados a subangulares de lava dacítica, que están muy mal clasificados y varían en tamaño hasta más de 5 metros. La naturaleza muy gruesa de los clastos y su forma subredondeada son características consistentes con las *lag brechas* co-ignimbríticas proximales, lo que sugiere la proximidad a la fuente eruptiva.

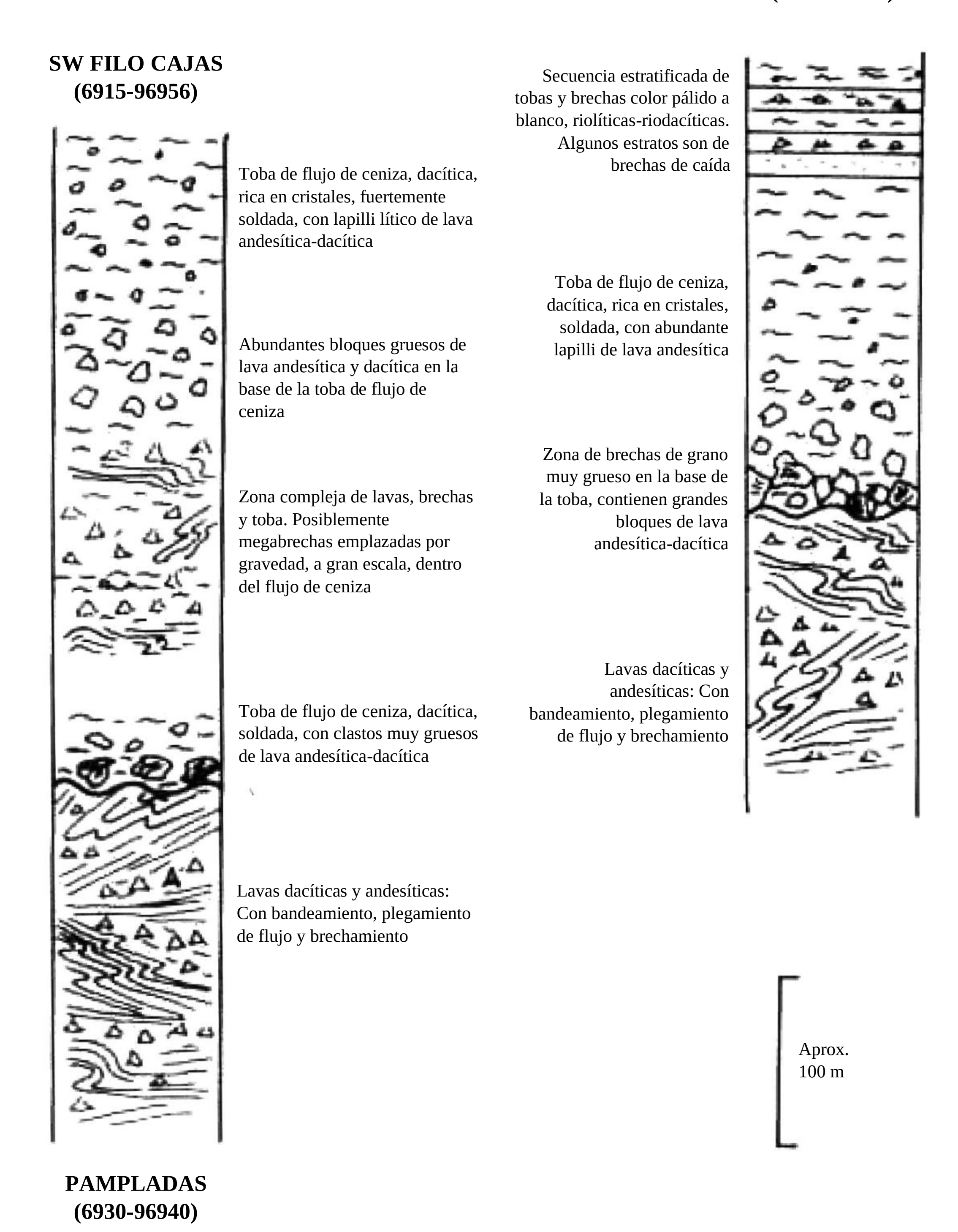


Figura 18. Secciones generalizadas a través de la Unidad Filo Cajas en el escarpe del Filo Cajas



Lámina 3. Filo Cajas con la Laguna de la Casa en primer plano. Vista hacia el suroeste. El escarpe está compuesto principalmente por una toba de flujo de ceniza dacítica de la Unidad Filo Cajas, superpuesta en la parte superior del escarpe por brechas y tobas riolíticas estratificadas

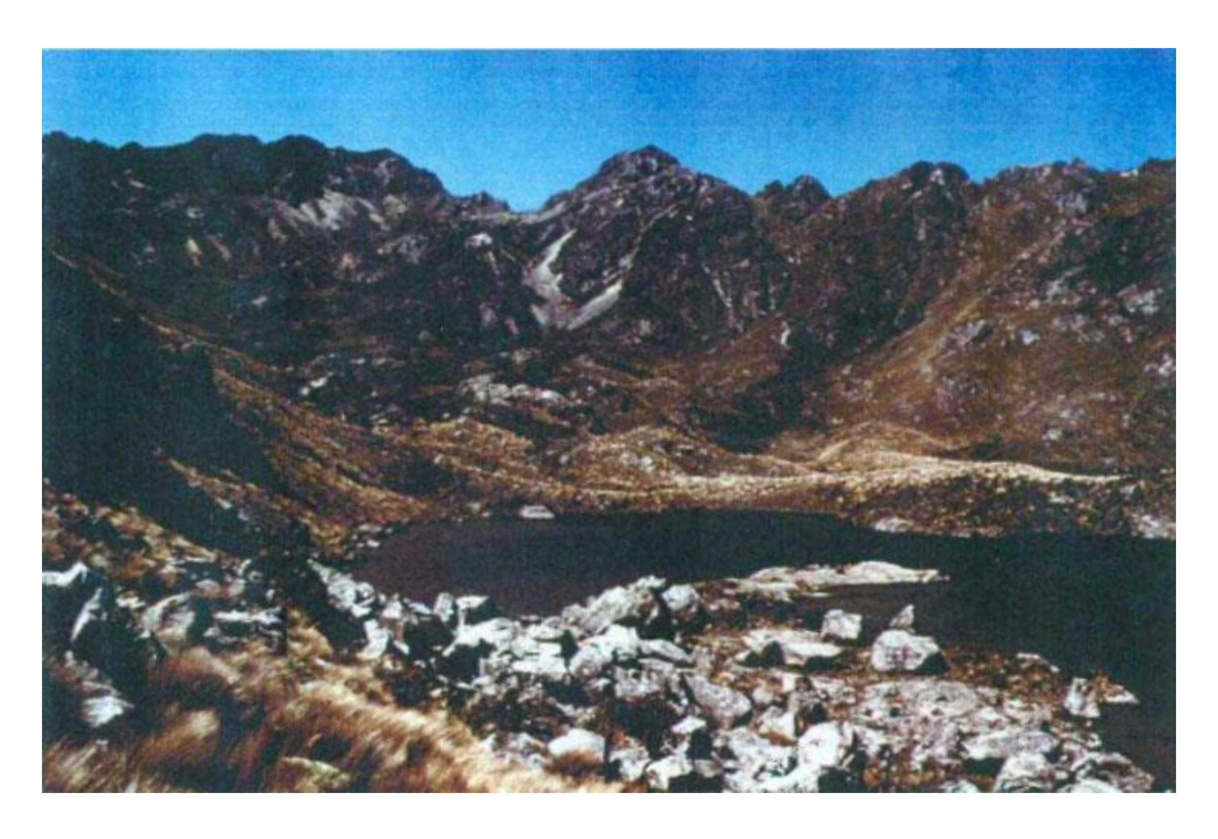


Lámina 4. Filo Cajas visto desde las Lagunas Playas Encantadas mirando hacia el este. El escarpe está compuesto por una sola toba dacítica de flujo de ceniza soldada

La toba es sobreyacida por más lavas y brechas, que afloran alrededor de las lagunas sin nombre en [6917-96944] y forman un estrato que puede rastrearse hacia el noreste a lo largo de la base del escarpe hacia la Laguna de La Casa. Estas lavas superiores son de composición dacítica y andesítica y son sustancialmente feldespáticas. Se diferencian de las lavas en la base de la sección (debajo de la toba de flujo de ceniza) por ser generalmente más andesíticas, más ricas en microfenocristales de feldespato y considerablemente más meteorizadas.

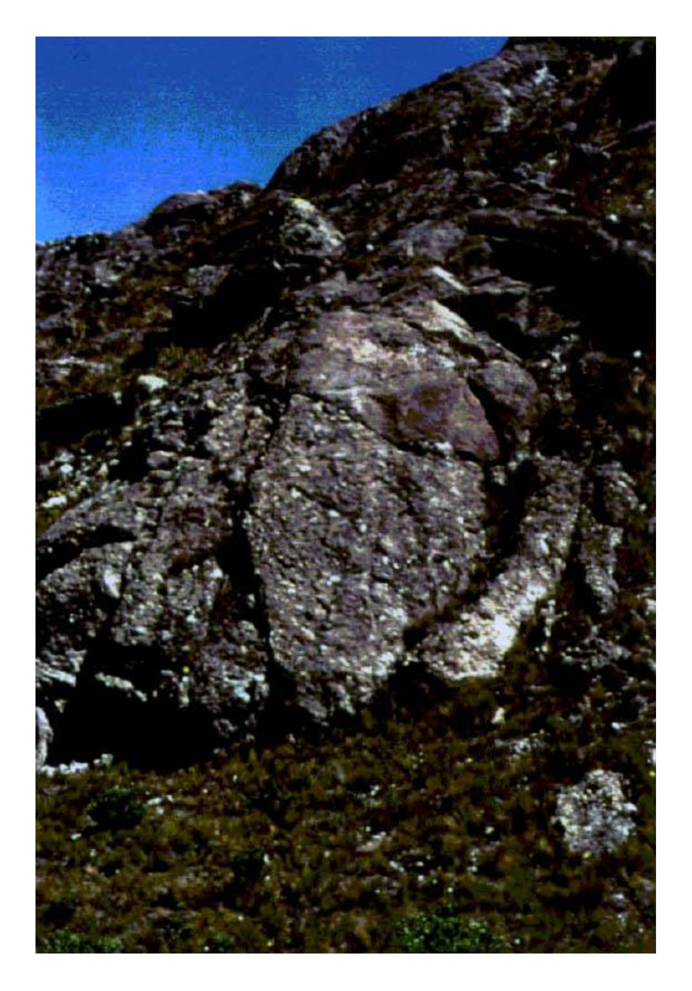
Una toba dacítica masiva con juntas columnares cubre las lavas y forma la mayor parte del escarpe de Filo Cajas. Parece ser una unidad de toba simple de al menos 120 metros de potencia, que se buza unos 15 grados hacia el noroeste, donde ocupa todo el terreno en las proximidades de las Lagunas Playas Encantadas [6910-96945] y los picos y crestas circundantes (Lámina 4). La toba es de color verde-gris oscuro y rica en cristales, con abundante feldespato y cuarzo redondeado. Tiene una textura eutaxítica marcada y está fuertemente soldada. Los bloques líticos y lapilli de lava andesítica y dacítica están presentes en todo el afloramiento de la toba, pero son más abundantes y gruesos cerca de la base de la unidad, donde representan hasta el 50% de la roca y alcanzan más de un metro de tamaño (Láminas 5 y 6). Estos se interpretan como *lag brechas* co-ignimbríticas proximales.

4.7.4.3 La Unidad Filo Cajas entre Filo Cajas y Quinuas: La gran toba dacítica rica en cristales, que constituye la mayor parte del escarpe de Filo Cajas, está superpuesta por una secuencia bien estratificada de tobas ácidas y brechas tobáceas, que muestran una meteorización blanca. Éstas buzan de manera uniforme hacia el noroeste y ocupan la extensión de terreno hacia Huahualcay [6905-96993] y Quinuas [6980-96990].

La naturaleza precisa de estas rocas estratificadas es incierta debido a su profunda meteorización, lo que impidió su análisis en sección delgada. Consisten en una secuencia potente de unidades de tobas masivas de flujo de ceniza relativamente delgadas (cada una de 5 a 10 m), que, basándose en su color pálido, parecen ser principalmente de composición riodacítica o riolítica. Sin embargo, el color pálido de estas rocas puede ser resultado de la meteorización, ya que se observaron tobas dacíticas grises en varios afloramientos menos meteorizados. En la base de algunas unidades de toba se encuentran brechas de grano grueso, que se interpretan como depósitos *lag*. Cerca de la cima de la cresta en [6980-96990], un estrato uniformemente plano y lateralmente extenso de brecha de varios metros de espesor está intercalado de manera conforme con las tobas. Esta brecha está compuesta enteramente de clastos líticos gruesos y se interpreta como un depósito de caída proximal.

El análisis visual desde la distancia, con la ayuda de binoculares, desde la cima de Filo Cajas indica que los estratos en el terreno al norte de las lagunas sin nombre alrededor de [6920-96980] están perturbados por pliegues disarmónicos de gran escala, incluyendo estructuras recumbentes con amplitudes de hasta varios cientos de metros. Estos se interpretan como grandes estructuras de slumping.

4.7.4.4 La Unidad Filo Cajas en el área de Huahualcay-Quinuas: La secuencia estratificada de tobas ácidas con meteorización blanca, descrita en la sección anterior, está superpuesta por lavas dacíticas con bandeamiento de flujo y brechadas. Éstas afloran alrededor de [6940-97000] y forman un afloramiento principal en la montaña sin nombre en [6928-96992]. Más al oeste, afloran tobas de flujo de ceniza y brechas dacíticas y riodacíticas alrededor del pequeño lago [6915-96998] y forman gran parte del flanco oriental de la montaña de Quinuas [6907-96999]. En la cima de la montaña, están superpuestas por brechas, lavas y sedimentos andesíticos de la Formación Chanlud.





Láminas 5 y 6. Brechas en la parte inferior de la toba dacítica de flujo de ceniza principal de Filo Cajas. Los clastos consisten en lava dacítica con bandeamiento de flujo, soportados dentro de una matriz de toba soldada rica en cristales. El clasto grande tiene más de 3 metros de tamaño

Una gran intrusión de diorita o dacita de grano fino y bandeada por flujo forma la montaña en [6910-96990]. A simple vista, es difícil distinguirla de las lavas en las que se intruye, por lo que se cree que representa una intrusión de alto nivel que fue contemporánea con la actividad de Filo Cajas.

El área al noroeste de Quinuas se representa en el mapa geológico publicado como parte de la Unidad Filo Cajas. Este terreno no fue visitado durante este estudio, y el mapa se basa únicamente en la interpretación de fotografías aéreas.

4.7.4.5 Resumen y discusión de la Unidad Filo Cajas

La Unidad Filo Cajas aflora en la parte más alta del área de Cajas. Consiste predominantemente en tobas de flujo de ceniza y lavas dacíticas, pero también incluye volúmenes significativos de tobas y lavas riodacíticas-riolíticas, así como cantidades menores de andesita.

Aunque la unidad no ha sido estudiada con suficiente detalle, se han reconocido cuatro secuencias litológicas generales. Las rocas más antiguas reconocidas son lavas y brechas dacíticas que afloran en el sureste. Éstas están cubiertas por una única toba dacítica masiva rica en cristales de más de 120 metros de potencia, que forma la mayor parte del escarpe de Filo Cajas. Esta importante unidad de toba de flujo de ceniza es sobreyacida con aparente conformidad por una secuencia bien estratificada de tobas de flujo de ceniza más delgadas y brechas de composición dacítica a riolítica. Éstas, a su vez, están cubiertas por lavas dacíticas y riodacíticas que afloran en el área de Quinuas.

Las tobas contienen zonas de brechas líticas de grano muy grueso y mal clasificadas que se interpretan como depósitos lag co-ignimbríticos. También ocurren estratos uniformes de brecha de grano grueso de origen de caída aérea. El volumen de las tobas, particularmente la unidad masiva de flujo de ceniza que forma el escarpe principal de Filo Cajas, y la presencia de brechas co-ignimbríticas de grano grueso sugieren una fuente eruptiva en las proximidades. Los pliegues disarmónicos de gran escala y las estructuras slump en el área entre Filo Cajas y Quinuas indican inestabilidad en el momento o poco después de la deposición. Estos rasgos juntos sugieren la presencia de una zona de erupción, subsidencia y acumulación de tobas (¿intracaldera?) en el área de Filo Cajas-Quinuas.

La principal toba dacítica de flujo de ceniza expuesta en el escarpe de Filo Cajas y el área de Lagunas Playas Encantadas es similar en composición, apariencia y mineralogía a la toba de flujo de ceniza de la Formación Ocaña, excepto que muestra evidencia de estar más proximal a una fuente eruptiva. Sería necesario realizar un mapeo adicional para aclarar las relaciones de campo entre la Unidad Filo Cajas y la Formación Ocaña, pero con base en la evidencia existente no hay razón para no considerar que ambas unidades puedan ser correlativas, siendo la primera un equivalente proximal de la segunda.

La edad mínima de la Unidad Filo Cajas es el Oligoceno basal, que corresponde a la edad de las tobas más bajas de la sobreyacente en inconformidad Unidad Tomebamba. Sin embargo, si la correlación con la Formación Ocaña es válida, entonces la unidad podría ser del Eoceno tardío o incluso del Eoceno Medio más Superior.

4.7.5 Unidad Tomebamba (O_{Stb})

Una secuencia de tobas de flujo de ceniza intermedias aflora en las partes sur y este de la región de Cajas, así como en el lado sur del valle de Cañar alrededor de San Francisco de Gualleturo [7080-97210]. En el área de Cajas, las tobas están mejor expuestas en el valle de Tomebamba, de donde la unidad recibe su nombre.

4.7.5.1 Relaciones estratigráficas y edad de la Unidad Tomebamba

La Unidad Tomebamba descansa con discordancia angular sobre rocas riolíticas de la Unidad Chulo. Los estratos de la Unidad Chulo tienen un buzamiento hacia el noroeste, mientras que las tobas Tomebamba suprayacentes son subhorizontales o tienen un buzamiento suave hacia el sureste.

La Unidad Tomebamba está cubierta por lavas y brechas andesíticas e intruida por diques alimentadores de la Formación Chanlud. La naturaleza del contacto entre las dos unidades litoestratigráficas es muy variable. En algunas áreas parece ser transicional y ampliamente conforme, mientras que en otras está representada por una discordancia angular.

Una datación de trazas de fisión de zircón de 34.1 ± 1.3 Ma se obtuvo de una toba de flujo de ceniza (PND-272) muestreada en una pequeña cantera a la orilla de la carretera en [6999-96918] en el área de Cajas. Esta toba se considera una de las más antiguas expuestas dentro de la unidad, y la datación obtenida corresponde a la parte inferior del Oligoceno Temprano.

4.7.5.2 Naturaleza de las tobas de la Unidad Tomebamba

Las tobas Tomebamba son tobas de flujo de ceniza masivas, de lapilli lítico y de composición intermedia. Tienen un color verde-gris oscuro, con una pátina de meteorización marrón oscuro que comúnmente tiene un matiz malva. Contienen cristales de plagioclasa y de anfíbol, que generalmente están cloritizados. Los cristales de cuarzo están ausentes o son raros, lo que contrasta con todas las demás unidades piroclásticas del Grupo Saraguro de la región. En la mayoría de las áreas, las tobas muestran diversos grados de alteración propilítica, conteniendo ensambles minerales secundarios de clorita, epidota, actinolita, calcita y trazas de pirita.

Las texturas vitroclásticas son visibles bajo la lupa y en sección delgada. Muchas de las tobas están soldadas y las texturas eutaxíticas son comunes en toda la unidad, destacándose por fiamme de clorita verde oscura consistente en lapilli de pómez aplanado. El lapilli lítico es ubicuo y consiste en litologías volcánicas intermedias. En algunos lugares, se concentran en zonas en la base de las unidades de flujo.

El color relativamente oscuro de las tobas Tomebamba y la ausencia de cristales de cuarzo se tomaron como evidencia de campo para composiciones andesíticas. Las lecturas del escintilómetro de rayos gamma también sugieren composiciones andesíticas a dacitas básicas. Solo se obtuvieron tres análisis químicos de las tobas durante el transcurso del estudio (Tabla 4). Estas muestras fueron recolectadas en el valle de Tomebamba en el área de Cajas. Tomadas al pie de la letra, dos de los análisis son equivalentes en composición a andesita de alta sílice y el otro a una dacita muy básica. Sin embargo, cuando se recalculan en una base libre de agua, los tres análisis caen en el campo de la dacita básica según la clasificación TAS. Basado en esta información, las tobas Tomebamba se consideran generalmente de composición transicional andesítica de alta sílice a dacítica básica.

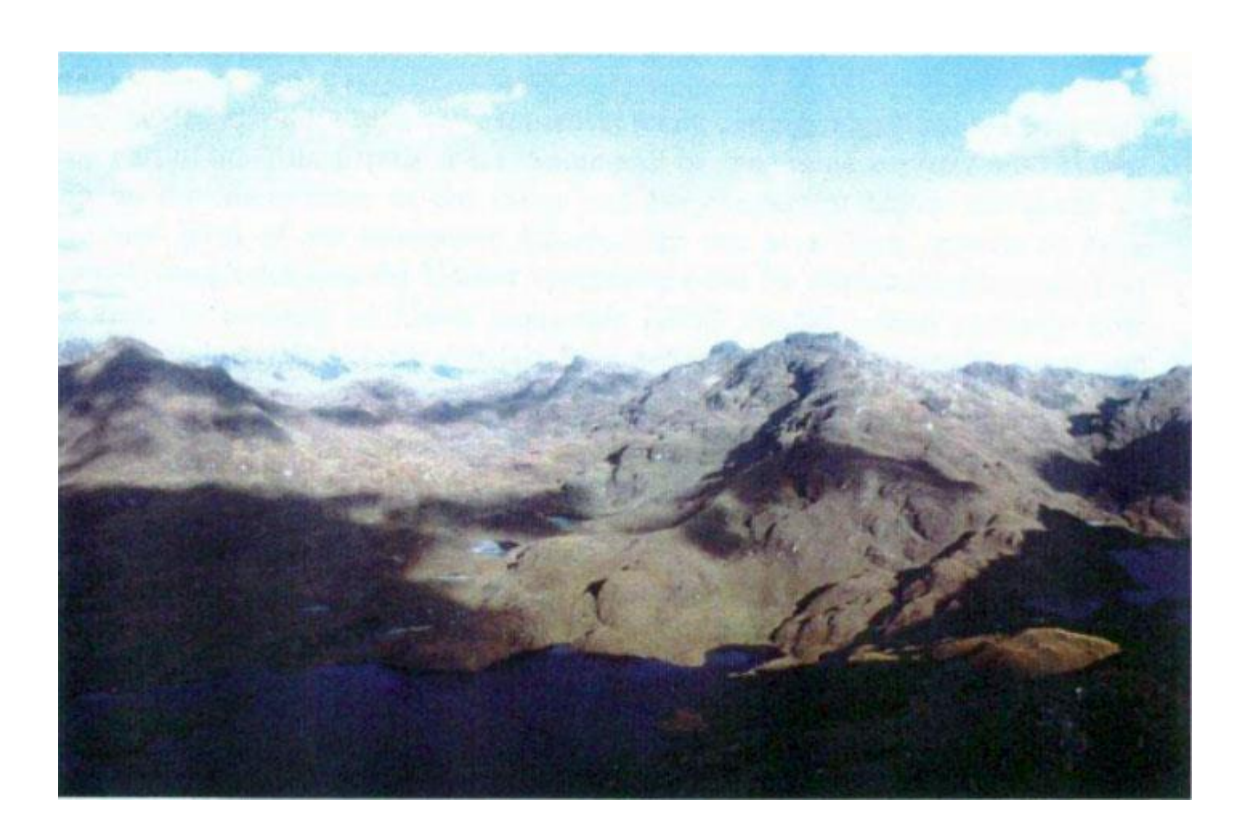


Lámina 7. Cajas suroccidental, vista hacia el noreste sobre la Laguna Luspa. El terreno en el medio está compuesto principalmente por tobas de flujo de ceniza intermedias de la Unidad Tomebamba

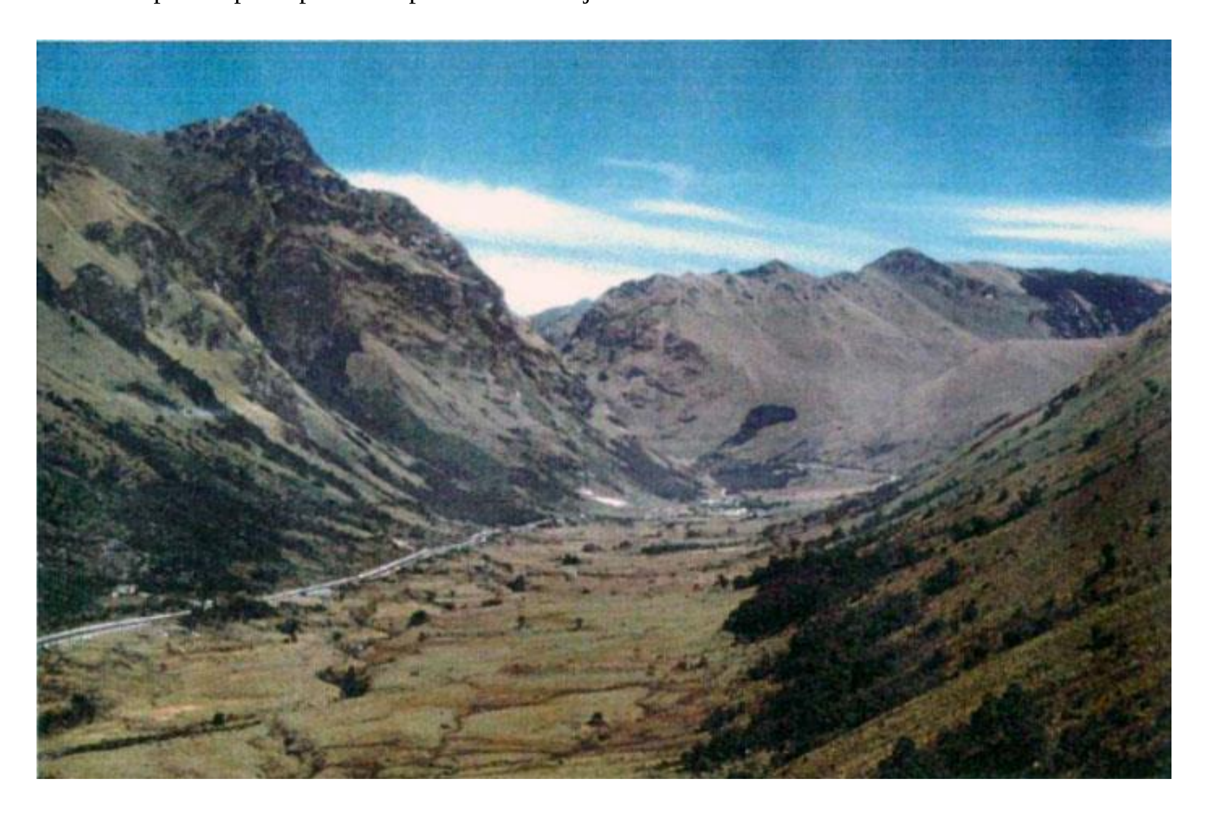


Lámina 8. El valle de Tomebamba, Cajas suroriental, vista hacia el noroeste en dirección al Cerro Guavidula [7032-96921] a la izquierda. Los lados del valle están compuestos por tobas de flujo de ceniza intermedias de la Unidad Tomebamba, que pasan hacia la parte superior por una zona transicional hacia lavas andesíticas y brechas de la Formación Chanlud

Tabla 4. Análisis químicos de las tobas de la Unidad Tomebamba

Muestra	**PND-272**	**PND-273**	**PND-274**
SiO_2	61.44	63.56	61.28
TiO_2	0.72	0.64	0.79
Al_2O_3	15.38	15.32	14.96
Fe_2O_3	5.66	4.69	5.73
MnO	0.08	0.07	0.10
MgO	2.87	1.80	2.54
CaO	4.83	4.53	4.24
Na_2O	2.78	2.97	3.31
K_2O	2.15	2.26	2.24
P_2O_5	0.11	0.09	0.13
LOI	3.67	3.10	4.09
TOTAL	**99.69**	**99.03**	**99.41**

4.7.5.3 La Unidad Tomebamba en el Cajas suroriental: La unidad se muestra mejor adyacente a la carretera principal a través del área recreativa de Cajas. Aquí consiste en una serie de tobas masivas que están estratificadas subhorizontalmente o buzan suavemente hacia el sureste.

Las tobas están bien expuestas al norte de la carretera alrededor de Taquiurcu [7005-96925], donde hay varias unidades de flujo andesítico masivas y soldadas. Cada unidad tiene aproximadamente diez metros de espesor con zonas basales ricas en lapilli lítico y bloques. Hacia el oeste, alrededor de Laguna Taquiurcu [7005-96932] y Laguna Billete [7000-96933], estas tobas descansan sobre brechas y lavas riolíticas y dacíticas de la Unidad Chulo, y hacia el este y el norte están cubiertas por brechas de andesita de la Formación Chanlud.

Las mismas unidades de tobas de flujo de ceniza están expuestas en los cortes de carretera entre Taquiurcu y Laguna Apicocha [6990-96921]. En el momento del estudio, un corte temporal en la carretera expuso una toba masiva con fragmentos de carbón, incluyendo una porción de un tronco de árbol carbonizado. Éstas se consideran entre las tobas expuestas más antiguas de la unidad y han proporcionado una edad por trazas de fisión de zircón de 34.1 ± 1.3 Ma a partir de una muestra recolectada en una pequeña cantera a la orilla de la carretera en [6999-96918].

Las tobas de flujo de ceniza masivas y soldadas están expuestas en muchos cortes a lo largo de la carretera a través de la parte principal del valle de Tomebamba. Al sureste del puente en [7042-96922], afloran en los lados inferiores del valle y están cubiertas en elevaciones más altas por brechas y lavas de la Formación Chanlud. En esta área parece haber un contacto transicional entre la Unidad Tomebamba y la Formación Chanlud. Esto se puede observar, por ejemplo, en el Cerro Guavidula [7032-96921], donde las tobas andesíticas expuestas en los flancos inferiores están cubiertas por una serie de tobas, lavas y brechas intercaladas.

Un contacto transicional similar entre la Unidad Tomebamba y la Formación Chanlud también se observa en ambos lados del valle, más al sureste. Se examinó una sección instructiva en el escarpe del lado sur del valle, que se extiende por la Quebrada Verdecocha hasta la cima de Tres Picos [7046-96882] y luego hacia abajo por el lado suroeste de la cresta hasta Laguna Taitachugo [7023-96875]. Aquí, las tobas intermedias de flujo de ceniza de la Unidad Tomebamba, con un buzamiento suave, afloran en la parte inferior del escarpe. Éstas pasan gradualmente a una secuencia alternante de brechas andesíticas, tobas de lapilli andesíticas escoriáceas y tobas de flujo de ceniza andesíticas, con algunas lavas intercaladas y diques de andesita esporádicos. Las tobas y brechas dentro de esta zona transicional contienen lapilli muy vesicular y bloques escoriáceos de lava andesítica que están aplanados y aglutinados. También se encuentran clastos de lava andesítica con fracturación prismática en las tobas y brechas cerca de la cima del escarpe, lo que proporciona evidencia de que probablemente estaban calientes al momento de su deposición. Estas tobas y brechas escoriáceas se interpretan como productos de flujos de escoria y flujos de bloques y ceniza (*nuées ardentes sensu stricto*) que probablemente fueron erupcionados desde fuentes bastante locales. En la cima del escarpe, esta secuencia transicional se transforma en un potente conjunto de lavas y brechas andesíticas (de la Formación Chanlud) que buza suavemente hacia el sur hacia la Laguna Taitachugo.

4.7.5.4 La Unidad Tomebamba en el valle del Río Taitachugo: Las tobas andesíticas y dacíticas de la Unidad Tomebamba afloran en las partes bajas de los flancos del valle del Río Taitachugo al oeste de la Laguna Llaviucu [7063-96858]. Al avanzar hacia el oeste en dirección a Laguna Taitachugo, éstas están cubiertas por brechas de la Formación Chanlud.

Varios cientos de metros de tobas masivas de flujo de ceniza andesíticas subhorizontales de la Unidad Tomebamba afloran en la mitad inferior del escarpe del Filo Tushipungu en el lado sur de Laguna Llaviucu. Éstas están cubiertas en discordancia angular por más de 200 m de lavas andesíticas bien estratificadas y de buzamiento suave hacia el sur, de la Formación Chanlud. La discordancia se puede observar claramente desde un punto de vista en la intersección de la carretera principal en [7087-96862].

4.7.5.5 La Unidad Tomebamba alrededor de Laguna Labrado: Las tobas lapilli andesíticas de la Unidad Tomebamba afloran a lo largo de los flancos inferiores del valle Machángara entre la represa Chanlud [7185-97042] y Chiquintad. Éstas están cubiertas en elevaciones más altas en los interfluvios por lavas de la Formación Chanlud.

Un inlier de la Unidad Tomebamba ocurre en el valle de Lluquihuaycu en el extremo occidental de Laguna Labrado alrededor de [7107-96987]. Aquí se expone una secuencia de aproximadamente 100 m de potencia, compuesta de tobas de flujo de ceniza, masivas y soldadas andesíticas y dacíticas intercaladas con tobas retrabajadas, areniscas volcánicas y microbrechas lacustres. Éstas están ligeramente plegadas y cubiertas en leve discordancia por lavas masivas de la Formación Chanlud que se extienden hasta la cima del Cerro Lluquihuaycu.

4.7.5.6 Resumen y discusión de la Unidad Tomebamba: La Unidad Tomebamba es de edad Oligoceno Temprano y está compuesta esencialmente por tobas masivas de lapilli de flujo de ceniza de composición andesítica a dacítica básica. También ocurren brechas y brechas-tobas localmente, en particular cerca de la parte superior de la unidad. Éstas incluyen los depósitos de flujos de bloques y ceniza (*nuées ardentes*) y flujos de escoria de probable origen local. Los sedimentos volcanoclásticos retrabajados también ocurren cerca de la parte superior de la unidad.

Las tobas de la Unidad Tomebamba descansan de manera inconforme sobre la Unidad Chulo y la Formación Ocaña, y a su vez están cubiertas por la Formación Chanlud. En algunas áreas, la parte superior de la unidad está definida por una superficie de discordancia angular sobre la cual fueron extruidas las lavas de Chanlud. En otros lugares, hay una zona transicional entre la Unidad Tomebamba y la Formación Chanlud, en la que se intercalan tobas, brechas piroclásticas y lavas.

4.7.6 Formación Chanlud (O_{Scd})

Las lavas y brechas intermedias afloran en una amplia área de terrenos altos al norte y al oeste de Cuenca, extendiéndose hasta Gualleturo y Suscal en el norte y Quinuas [6908-96999] en el oeste. Estas rocas se definen aquí como la Formación Chanlud, en honor al área que rodea la presa Chanlud [7145-96985], situada al norte de Chiquintad.

La Formación consiste principalmente en lavas y brechas masivas subhorizontales a ligeramente inclinadas de composición intermedia, con intercalaciones muy menores de arenisca volcánica, conglomerado y toba. En general, las lavas son volumétricamente mucho más importantes que las brechas, aunque en algunas áreas predominan las brechas, particularmente cerca de la base de la Formación. Las brechas incluyen tanto tipos autoclásticos como epiclásticos. Los diques de andesita son comunes a lo largo del afloramiento de la Formación y actuaron como alimentadores de las lavas.

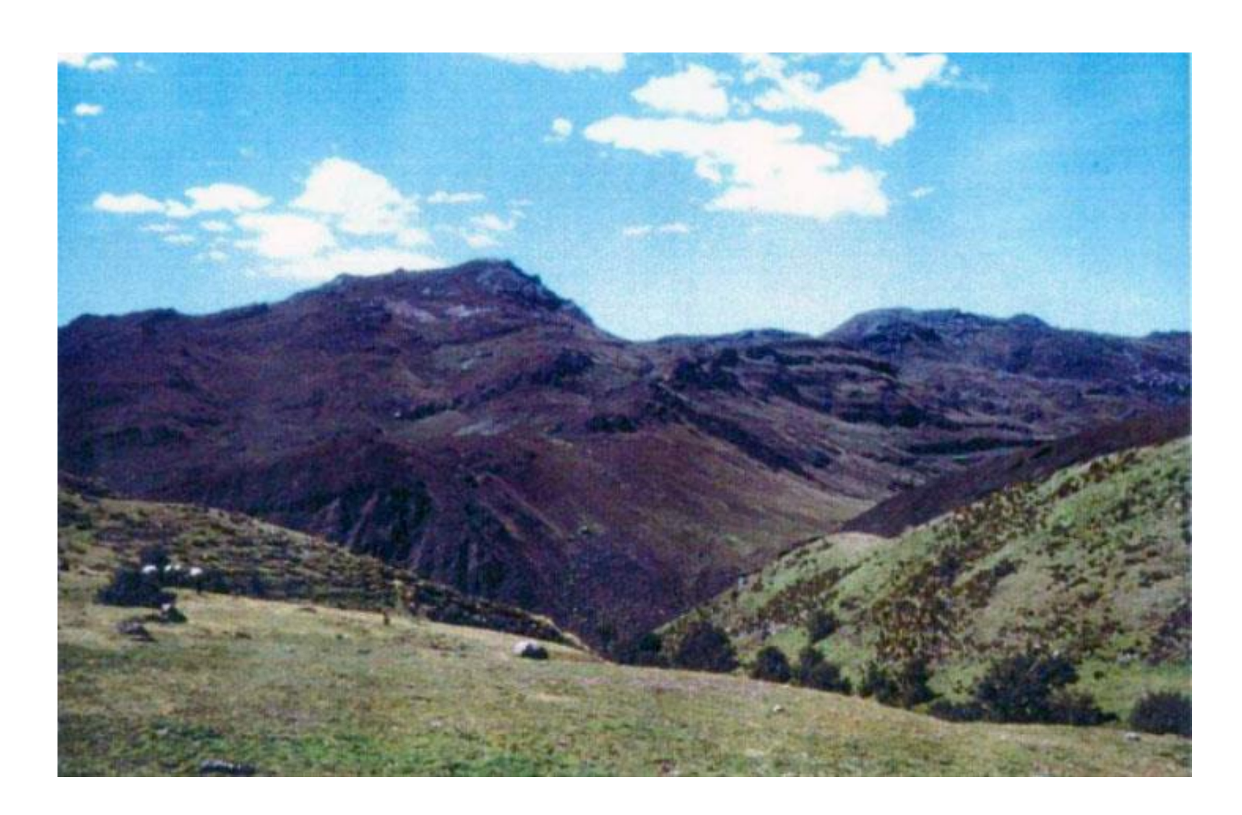
4.7.6.1 Relaciones estratigráficas y edad de la Formación Chanlud: La Formación Chanlud descansa de manera inconforme sobre la Formación Ocaña, la Unidad Chulo y la Unidad Filo Cajas. También se encuentra sobre las tobas andesíticas de la Unidad Tomebamba. En algunas áreas, el contacto con la Unidad Tomebamba es en general conforme y transicional, mientras que en otras está representado por una discordancia angular.

Las lavas de la Formación Chanlud están cubiertas inconformemente por tobas de flujo de ceniza dacíticas de la Formación Soldados en el sur, y por tobas de flujo de ceniza riolíticas de la Formación Cerro Caucay en el norte.

Las edades relativas de la Formación Chanlud y la Formación Río Blanco son desconocidas, ya que no se han reconocido contactos entre las dos formaciones. Ambas son andesíticas y muestran las mismas relaciones de contacto con las unidades estratigráficas subyacentes y sobreyacentes. Con base en esta evidencia, se cree que son de edad similar y probablemente representan diferentes facies de la misma amplia fase de actividad andesítica.

No se han obtenido dataciones radiométricas de la Formación Chanlud. La Unidad Tomebamba subyacente ha proporcionado una datación radiométrica del Oligoceno basal, y la Formación Soldados y la Formación Cerro Caucay, que sobreyacen de manera inconforme, han proporcionado dataciones radiométricas del Oligoceno Temprano más tardío al Oligoceno Tardío más temprano. Por inferencia, se asigna a la Formación Chanlud una edad del Oligoceno Temprano.

4.7.6.2 Naturaleza de las lavas de la Formación Chanlud: Las lavas de la Formación Chanlud tienen una apariencia distintiva y son fácilmente reconocibles en el campo. Principalmente se presentan como flujos gruesos, masivos y lateralmente extensos, que en algunos aspectos se asemejan a las lavas de inundación. Son predominantemente andesitas de alta sílice, aunque en algunas áreas se encuentran dacitas e incluso raros flujos de riolita hacia la parte superior de la Formación. Los análisis representativos de las lavas de la Formación se presentan en la Tabla 5.



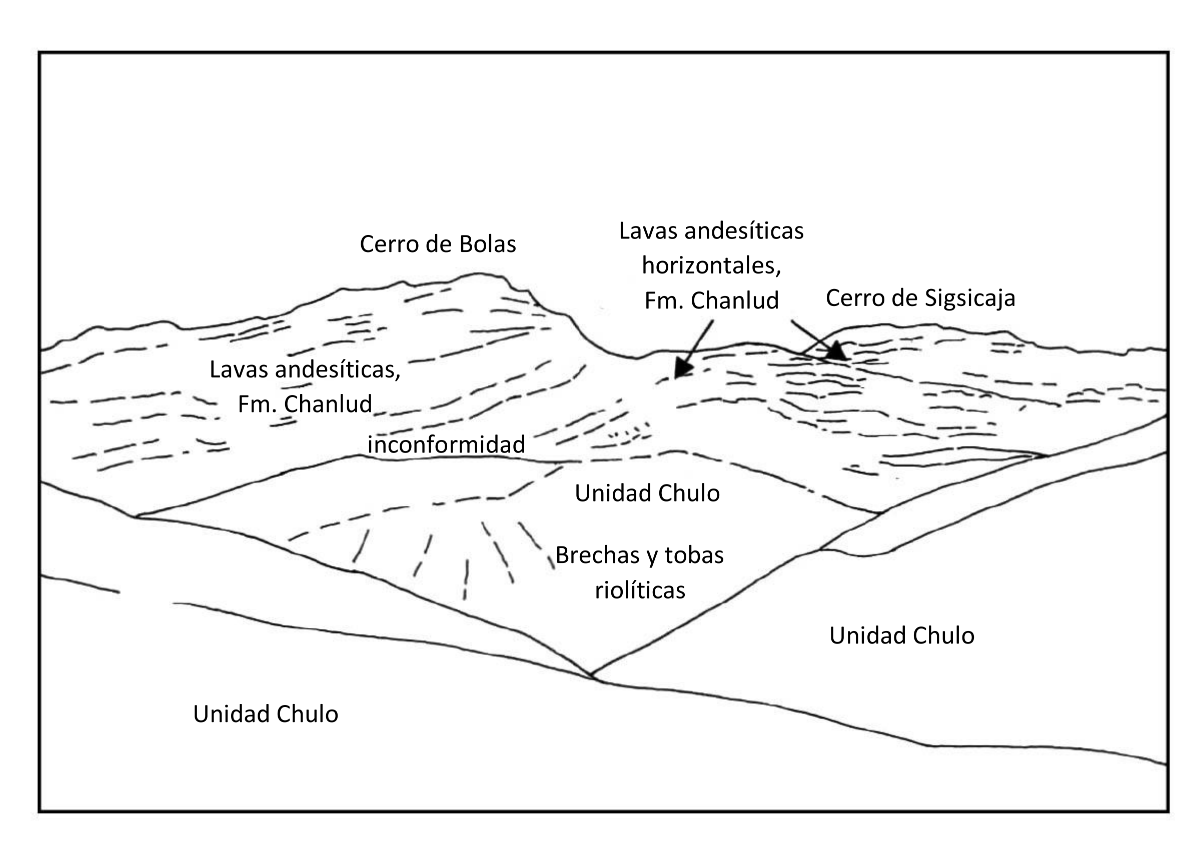


Lámina 9. Vista hacia el norte desde cerca de Chulo hacia el Cerro de Bolas y el Cerro de Sigsicaja. La secuencia estratificada consiste en lavas andesíticas y brechas subordinadas de la Formación Chanlud, que reposan en inconformidad sobre brechas y tobas ácidas de la Unidad Chulo

En los afloramientos no meteorizados, las lavas andesíticas son de color gris oscuro o verde grisáceo hasta casi negro. Todas son sustancialmente feldespáticas. Los afloramientos frescos muestran una pátina de meteorización distintiva de color marrón oscuro a ligeramente púrpura-malva, en la cual a menudo es evidente un bandeamiento de flujo a pequeña escala. Este bandeamiento fino es una característica casi diagnóstica y proporciona un criterio útil en el campo para diferenciar las lavas de las tobas andesíticas soldadas de la Unidad Tomebamba subyacente, que son de composición y color similares.

En sección delgada, se observa que las lavas contienen microfenocristales de plagioclasa, generalmente de entre 2 y 4 mm de tamaño, pero alcanzando hasta aproximadamente 7 mm, junto con anfíbol y clinopiroxeno que están invariablemente alterados a clorita y epidota. Las matrices son fino-granulares y vítreas con texturas pilotaxíticas formadas por la alineación de microlitos y listones de feldespato.

4.7.6.3 La Formación Chanlud en el área de Chanlud: Lavas de andesita subhorizontales a ligeramente inclinadas y brechas subordinadas afloran alrededor de las represas de Chanlud [7185-97042] y Labrado [7145-96985] y cubren un área muy extensa al norte y al oeste hasta el valle de Cañar. Están bien expuestas a lo largo de las carreteras que llevan a las dos represas.

La base de la Formación está expuesta en varias localidades dentro de esta amplia área. A una corta distancia aguas abajo de la presa Chanlud, se puede ver que las lavas descansan sobre las tobas andesíticas de la Unidad Tomebamba a lo largo de los flancos del valle. La base también se puede observar en el extremo occidental de Laguna Labrado alrededor de [7107-96987]. En esta localidad, unas pocas decenas de metros de tobas retrabajadas, areniscas volcánicas y microbrechas lacustres están intercaladas dentro de las tobas más superiores de Tomebamba y están cubiertas por lavas masivas de la Formación Chanlud.

A pocos kilómetros al norte y al oeste de la presa Chanlud, las lavas están cubiertas por una gruesa capa de tobas de flujo de ceniza riolíticas de la Formación Cerro Caucay, que forman una cobertura horizontal en los terrenos altos que se extienden hacia el norte hacia Cañar.

La potencia de la Formación Chanlud en el área alrededor de Chanlud y al norte es aproximadamente 700 m.

4.7.6.4 La Formación Chanlud en el área de Patul- Cajas Central: El desarrollo más potente de la Formación Chanlud se encuentra en la parte central de Cajas, entre los asentamientos de Patul [6974-97012] y Quinuapamba [7036-9704].

En Laguna Sasarín [7002-97012], las tobas de flujo de ceniza riolítica de la Unidad Chulo están cubiertas con una discordancia angular por aproximadamente 1000 m de lavas y brechas andesíticas estratificadas subhorizontalmente, que forman las montañas del Cerro de Sigsicaja [6993-9702] y Cerro Escaleras [7026-97008] (Láminas 9 y 10).

La mitad inferior de la secuencia está compuesta por lavas de andesita masivas y extensas lateralmente, muchas de las cuales muestran bandas de flujo a escala fina y, menos común, pliegues de flujo en superficies meteorizadas. La mitad superior de la secuencia está formada por un potente cúmulo caótico de escombros, lavas de andesita autobrechadas y escoriáceas mezcladas con brechas epiclásticas de grano grueso y mal clasificadas de la misma composición. Las relaciones de contacto entre las lavas escoriáceas y las brechas son complejas, y la parte superior del cúmulo está intruido por muchos diques, mantos y zonas podiformes de andesita. La intensa meteorización de estas rocas poco consolidadas da lugar a los picos característicamente aserrados del Cerro de Sigsicaja y Cerro Escaleras.

Tabla 5. Análisis químicos de lavas de la Formación Chanlud

Muestra	**PND-288**	**PND-1168**	**PND-1192**	**PND-1350**	**PND-1364**	**PND-1370**	**PND-1402**	**PND-1421**	**PND-1659**	**PND-1907**	**PND-2125**
SiO_2	59.95	56.17	60.96	57.70	63.95	53.52	58.65	66.37	59.04	58.18	73.95
TiO_2	1.21	0.83	0.73	0.75	0.65	0.62	0.84	0.62	0.89	0.79	0.25
Al_2O_3	16.56	20.51	16.11	17.81	16.56	16.94	17.18	16.38	17.14	17.35	12.31
Fe_2O_3	8.57	6.67	6.09	6.97	4.64	6.97	7.26	5.02	8.06	7.12	3.26
MnO	0.17	0.09	0.11	0.13	0.14	0.11	0.13	0.11	0.15	0.13	0.08
MgO	2.10	2.92	2.67	3.30	0.63	3.12	3.39	2.01	2.92	3.36	0.89
CaO	5.54	6.52	5.27	6.80	5.98	9.49	7.03	0.49	6.17	5.48	1.22
Na_2O	3.46	2.71	3.37	2.62	3.13	2.42	2.45	4.48	2.87	2.94	2.06
K_2O	1.41	0.97	2.25	1.07	1.68	0.43	1.44	3.32	1.64	2.07	2.61
P_2O_5	0.29	0.22	0.17	0.19	0.22	0.16	0.21	0.15	0.20	0.18	0.05
LOI	1.21	2.44	2.27	2.64	2.05	5.81	1.41	1.51	1.21	1.89	2.77
TOTAL	**100.47**	**100.05**	**100.00**	**99.98**	**99.63**	**99.59**	**99.99**	**100.46**	**100.29**	**99.49**	**99.45**
Ba	595	359	-	448	544	255	571	1955	521	608	763
Ce	49	13	-	10	11	2	53	2	31	21	-
Co	20	17	-	24	10	22	20	17	21	21	-
Cr	8	9	-	18	7	56	35	33	15	37	-
Cs	<1	1	-	2	1	2	1	1	1	<1	-
Hf	<3	<3	-	<3	<3	5	7	4	6	<3	-
La	24	11	-	13	11	7	16	12	12	19	-
Nb	8	5	-	5	7	4	9	8	6	8	27
Nd	23	19	-	10	15	12	26	9	21	18	-
Ni	4	6	-	17	3	28	25	17	6	15	-
Rb	40	20	-	26	33	5	36	102	48	68	108
Sc	22	20	-	25	15	28	23	19	21	15	-
Sm	<3	<3	-	3	<3	4	14	10	9	9	-
Sr	305	384	-	458	338	393	275	189	348	359	134
Ta	<3	<3	-	<3	<3	<3	<3	4	<3	3	-
Th	1	1	-	1	2	2	2	4	1	3	-
U	3	2	-	<2	<2	2	<2	2	2	4	-
V	110	164	-	179	85	190	145	107	196	165	-
Y	41	20	-	18	23	15	30	15	23	21	25
Zr	176	97		105	131	80	170	127	115	185	181

4.7.6.5 La Formación Chanlud adyacente al Valle de Tomebamba: La Formación Chanlud se observa descansando sobre la Unidad Tomebamba a ambos lados de la carretera principal a lo largo del valle de Tomebamba en el sureste de Cajas.

En el lado noreste del valle, una secuencia potente de brechas andesíticas mal clasificadas y de grano grueso forma la parte basal de la Formación y pasa hacia lavas y brechas andesíticas que afloran en los picos y crestas más altos que se extienden hacia el norte y el este al área de Chanlud. Algunas de las brechas son autoclásticas, pero la mayoría parecen ser epiclásticas. Están crudamente estratificadas, de grano muy grueso y mal clasificadas, y exhiben estructuras matriz- y clasto-soportadas. Los clastos están formados por lava de andesita con abundantes feldespatos. Las brechas soportadas por matriz se meteorizan a un color verde pálido y tienen matrices feldespáticas muy similares en apariencia general a los clastos. La intensa meteorización de estas brechas da lugar a una topografía distintivamente columnar, como se puede observar, por ejemplo, en las laderas del Cerro Padreurcu [7008-96943] al norte de la carretera principal.

El escarpe en el lado suroeste del Valle de Tomebamba expone un contacto gradacional entre las lavas de la Formación Chanlud y las tobas subyacentes de la Unidad Tomebamba. Esto se examinó en una sección desde el piso del valle hasta la Quebrada Verdecocha, subiendo hasta la cima de Tres Picos [7046-96882] y luego descendiendo por el lado suroeste de la cresta hasta Laguna Taitachugo [7023-96875]. Tobas de flujo de ceniza de composición intermedia con buzamiento suave de la Unidad Tomebamba afloran en los lados más bajos del valle. Éstas pasan a una secuencia alternante de brechas andesíticas, tobas de lapilli andesíticas escoriáceas y tobas de flujo de ceniza andesíticas con algunas lavas intercaladas y diques de andesita esporádicos. Las tobas y brechas dentro de esta zona de transición contienen lapilli muy vesiculares y bloques escoriáceos de lava de andesita que están aplastados y aglutinados. También están presentes clastos de lava de andesita con fracturación prismática en las tobas y brechas cerca de la cima del escarpe. Estas tobas y brechas escoriáceas con bloques se interpretan como productos de flujos de escoria y flujos de bloques y cenizas (*nuées ardentes sensu stricto*), y probablemente fueron erupcionadas desde una fuente bastante local. En la cima del escarpe, esta secuencia de transición pasa a un potente cúmulo de lavas y brechas de andesita de la Formación Chanlud que buzan suavemente hacia el sur en dirección a Laguna Taitachugo.

4.7.6.6 La Formación Chanlud a lo largo del margen sur del área de Cajas: Las lavas de la Formación afloran extensamente a lo largo del margen sur del área de Cajas. Son predominantemente andesíticas, aunque los flujos más altos son dacíticos o incluso riolíticos.

Una secuencia de más de 200 m de lavas andesíticas bien estratificadas, con inclinación suave hacia el sur, de la Formación Chanlud se encuentra sobre tobas de la Unidad Tomebamba con discordancia angular en el escarpe al sur de Laguna Llaviucu [7063-96858]. La discordancia es claramente visible desde la intersección en la carretera principal en [7087-96862]. Se han reconocido al menos ocho flujos masivos de lava de grano fino. La mayoría son andesíticos, pero el flujo más alto es dacítico en composición y muestra una intensa bandeamiento de flujo desde la base hasta la cima. En la cima del escarpe en el Filo Tushipungu, la lava superior está cubierta por tobas de flujo de ceniza ácida que se correlacionan tentativamente con la Formación Plancharumi.

Más al oeste y suroeste, lavas masivas y extensas lateralmente de la Formación Chanlud afloran en una gran área dentro de las cabeceras del Río Mazán. En esta área, las lavas tienen un buzamiento suave hacia el sureste y están cubiertas inconformemente por tobas cristalinas dacíticas de la Formación Soldados. El contacto se puede observar en el escarpe a lo largo del lado sur de la cuenca del Mazán, donde las lavas forman la mayor parte del escarpe, mientras que las tobas superiores forman los picos del Cerro Cotes [6987-96800], Cerro Tinta Cocha [7002-96802] y Soldados [7032-96801]. El contacto ha sido examinado en [6974-96813]. Aquí, la lava más superior es dacítica o riodacítica y está cubierta por varios metros de brechas dacíticas, que a su vez están cubiertas por las tobas cristalinas de la Formación Soldados.



Lámina 10. Cerro Escaleras [7026-97008] visto desde el este. Los picos están compuestos por brechas y lavas andesíticas de la Formación Chanlud, intruidas por diques y mantos de andesita



Lámina 11. Cerro Ventanillas [6958-97006] visto desde el este. El escarpe está compuesto por lavas andesíticas subhorizontales y brechas de la Formación Chanlud, intruidas por numerosos diques alimentadores verticales de andesita

4.7.6.7 Conglomerados y otros sedimentos: Conglomerados y areniscas volcánicas se encuentran en varias localidades dentro de la Formación Chanlud.

La parte basal de la Formación está expuesta en Pallcarumi [6990-97180] en el sendero entre Cargua y San Antonio de Gualleturo. Aquí, conglomerados andesíticos y brecha-conglomerados de grano grueso, con estratos de areniscas y limolitas rojas-moradas están intercalados con flujos de lava.

Una potente secuencia de conglomerados andesíticos y brecha-conglomerados de grano grueso, pobremente estratificados aflora en el área inmediatamente al sur de Suscal, alrededor de la Quebrada Capulí [7164-97274]. Los clastos son idénticos en apariencia a las lavas de la Formación Chanlud.

En el lado este del Cerro Escaleras en [7030-97006], se exponen aproximadamente 15 m de brecha-conglomerados, areniscas tobáceas y tobas, bien estratificados.

4.7.6.8 Diques y sills de andesita: Un enjambre de diques de andesita ocurre dentro de la Formación e intruye a todas las unidades estratigráficas más antiguas en el área de Cajas. Los diques tienen la misma apariencia general y composición que las lavas a las que se supone que han servido como alimentadores. La distribución completa de estos diques es desconocida debido al espaciado relativamente amplio de los recorridos geológicos realizados durante el estudio. Sin embargo, con base en la información disponible, la mayor concentración de diques se encuentra en los terrenos más elevados alrededor de Filo Cajas y Patul. La tendencia dominante es NW-SE, aunque se desarrolla un patrón de distribución radial alrededor de Patul. Aquí, los diques también alcanzan su mayor tamaño, con un ancho de hasta 10 m y una longitud de hasta un kilómetro. Varios diques de este tamaño ocurren en el extremo norte de Filo Cajas alrededor de [6947-96997] y son visibles en fotografías aéreas. Los diques están en particular intensamente desarrollados en el flanco oriental del Cerro Ventanillas [6958-97006] (Lámina 11), donde la cantidad de extensión se estima crudamente en un 15%.

La Formación Chanlud también está intruida por apófisis de alto nivel o sills discordantes de meladiorita o andesita, con la misma apariencia y composición que las lavas. La mayor de estas intrusiones ocurre alrededor de Laguna Chorreras [7047-96940], y otro sill similar y probablemente relacionado se encuentra entre el Cerro Tres Cruces [7045-96985] y el Cerro Cajas [7060-96970]. Un cuerpo más pequeño intruye en la Formación cerca del Cerro Cipriales [6951-96877]. Los diques de andesita cortan todas estas tres intrusiones y están intensamente desarrollados alrededor de la intrusión Cerro Tres Cruces-Cerro Cajas.

4.7.6.9 Resumen y discusión de la Formación Chanlud: La Formación Chanlud es de edad Oligoceno Temprano y consiste predominantemente en lavas y brechas de andesita erupcionadas de forma subaérea, aunque lavas dacíticas e incluso riolíticas se encuentran en la cima de la Formación en el sur y suroeste. Los productos de flujos de escoria y flujos de bloques y cenizas de origen local ocurren en la base de la Formación en el sureste, donde parece haber un contacto transicional con la Unidad Tomebamba subyacente. También se encuentran cantidades menores de sedimentos volcanoclásticos de forma local.

La Formación alcanza su mayor potencia en el área de Patul-Quimepamba. Aquí, un potente cúmulo de lavas y brechas escoriáceas de grano grueso y mal clasificadas forman las montañas del Cerro Escaleras y Cerro Sigsicaja, y están intruidas por un enjambre radial de diques. La potencia de la Formación en esta área, junto con las brechas escoriáceas y el enjambre radial de diques, sugiere que existió un centro eruptivo en esta área.

Las lavas son muy extensas y voluminosas. Tomando un valor promedio conservador de potencia de 500 m, el volumen de la Formación dentro de los límites actuales de afloramiento sería de aproximadamente 600 km^3.

Las formas uniformemente gruesas, masivas y extensas de los flujos individuales se asemejan más a la morfología de lavas de inundación, en lugar de las formas complejas y lateralmente restringidas típicamente asociadas con lavas intermedias calco-alcalinas subaéreas. La composición de andesita de alta sílice de las lavas puede parecer a primera vista incompatible con su forma lateralmente extensa. Sin embargo, el factor más influyente en la morfología probablemente fue la tasa de erupción, en lugar de la viscosidad del magma, con altas tasas de erupción produciendo flujos extensos (c.f. Walker, 1973).

La presencia de numerosos diques alimentadores con tendencia NW dentro de la Formación indica tensión NE-SW en el momento de la erupción. Se cree que tal régimen de esfuerzos podría haberse formado en un entorno estructural de pull-apart en respuesta al movimiento de rumbo a lo largo de las principales fallas regionales con tendencia NE-SW (por ejemplo, las fallas de Bulubulu y Chimbo-Cañi). Tal régimen tensional podría haber facilitado el rápido ascenso del magma a la superficie, resultando en altas tasas de erupción y flujos extensos. Esto puede explicar la transición de una actividad predominantemente explosiva de la Unidad Tomebamba a una actividad efusiva de la Formación Chanlud, a pesar de que ambas unidades estratigráficas tienen composiciones ampliamente similares.

4.7.7 Formación Río Blanco (O_{Srb})

La Formación Río Blanco está compuesta predominantemente por lavas y rocas volcanoclásticas de composición mayormente andesítica, con menores volúmenes de material dacítico y riodacítico. Las rocas volcanoclásticas incluyen tobas primarias de flujo de ceniza, tobas retrabajadas, areniscas volcánicas y brechas de flujo de escombros.

La Formación aflora en una amplia cresta de terreno elevado que se extiende hacia el noroeste desde Lomo Arquitecto [6844-96860] hasta Corona de Oro [6740-97065] y está limitada en el lado suroeste por el batolito de Chaucha y al noreste por la diorita de Molleturo. Los estratos de la Formación tienen orientan NW y, en general, buzan hacia el NE.

La Formación está bien expuesta a lo largo de la carretera principal Cuenca-Jesús María entre [6825-96921] y [6709-97014]. También se encuentran buenas secciones en las montañas que rodean el asentamiento de Río Blanco [6819-96883], de donde la Formación toma su nombre.

4.7.7.1 Relaciones estratigráficas y edad de la Formación Río Blanco: La Formación Río Blanco descansa inconformemente sobre esquistos, basaltos cizallados de la Unidad Pallatanga y tobas riolíticas plegadas de la Unidad Chulo. Está cubierta en el margen sureste por tobas de flujo de ceniza dacíticas de la Formación Soldados.

No se han obtenido dataciones radiométricas fiables de la Formación. La Formación Soldados sobreyacente ha proporcionado dataciones radiométricas del Oligoceno Temprano más superior a Oligoceno Tardío, y la Unidad Chulo subyacente tiene una edad mínima del Eoceno Tardío. Por inferencia, la Formación Río Blanco se considera de edad Oligoceno Temprano.

La relación estratigráfica entre la Formación Río Blanco y la Formación Chanlud es desconocida, ya que no se observan en contacto en ninguna parte. Sin embargo, ambas Formaciones descansan inconformemente sobre la Unidad Chulo y ambas están cubiertas inconformemente por la Formación Soldados. Además, ambas son de composición similar, siendo predominantemente andesíticas con proporciones crecientes de rocas dacíticas y riodacíticas en sus partes superiores. Por lo tanto, es posible que la Formación Río Blanco y la Formación Chanlud sean ampliamente equivalentes y representen diferentes facies del mismo episodio general de actividad volcánica intermedia.

4.7.7.2 La Formación Río Blanco en la sección de la carretera Cuenca-Jesús María: La carretera Cuenca-Jesús María corta oblicuamente a través del rumbo de la Formación. En el extremo occidental de la sección, alrededor de [6709-97014], la Formación descansa inconformemente sobre los basaltos altamente cizallados del piso oceánico de la Unidad Pallatanga. Aquí, las rocas de la Formación muestran evidencia de haber sido depositadas en agua y están compuestas por limolitas, areniscas, tobas andesíticas, hialoclastitas retrabajadas y brechas de flujo de escombros tobáceos soportadas por matriz. Las areniscas y limolitas en la base de la unidad son turbiditas de estratos delgados. Clastos raros de esquistos ocurren dentro de las brechas, indicando que el basamento metamórfico puede haber estado expuesto en el área en el momento de la deposición. También se encuentran tobas de flujo de ceniza dacíticas y riodacíticas soldadas en esta parte inferior de la Formación, como se puede ver, por ejemplo, en la curva prominente de la carretera en [6725-97011].

La sección a lo largo de la carretera al sureste de esta curva prominente está dominada por andesitas masivas. Éstas son melanocráticas y a primera vista parecen basaltos, pero los análisis químicos y las mediciones espectrométricas de rayos gamma indican que son andesitas de alta sílice (Tabla 6, muestras PND-267, 268, 270 y 271). Incluyen andesitas con feldespatos de grano fino y grueso, que en sección delgada presentan microfenocristales de hiperstena y/o anfíbol. Estas rocas tienden a alterarse en ensambles de clorita, actinolita, epidota, pirita y calcita. En ausencia de contactos reconocibles, es difícil decidir si estas unidades masivas son lavas o intrusiones grandes similares a sills, aunque las ocurrencias locales de brechas y conglomerados andesíticos de grano grueso sugieren que al menos algunas son de origen extrusivo.

Cerca de San Felipe de Molleturo, la Formación es más clástica en naturaleza y está compuesta por tobas, brechas, tobas-brechas y hialoclastitas retrabajadas, así como lavas con estructuras de almohadilla difusas. Gran parte del material volcanoclástico muestra evidencia de haber sido redistribuido y depositado por procesos de flujo en masa. Varios diques y sills de andesita fino-granular se pueden ver intruyendo en la secuencia en la carretera en [6777-96952]. Petrográficamente y composicionalmente, son idénticos a las lavas de la Formación Río Blanco, con las que se asume que han sido ampliamente coetáneos. Los diques tienen una tendencia NW-SE, que es la misma tendencia mostrada por los diques de la Formación Chanlud.

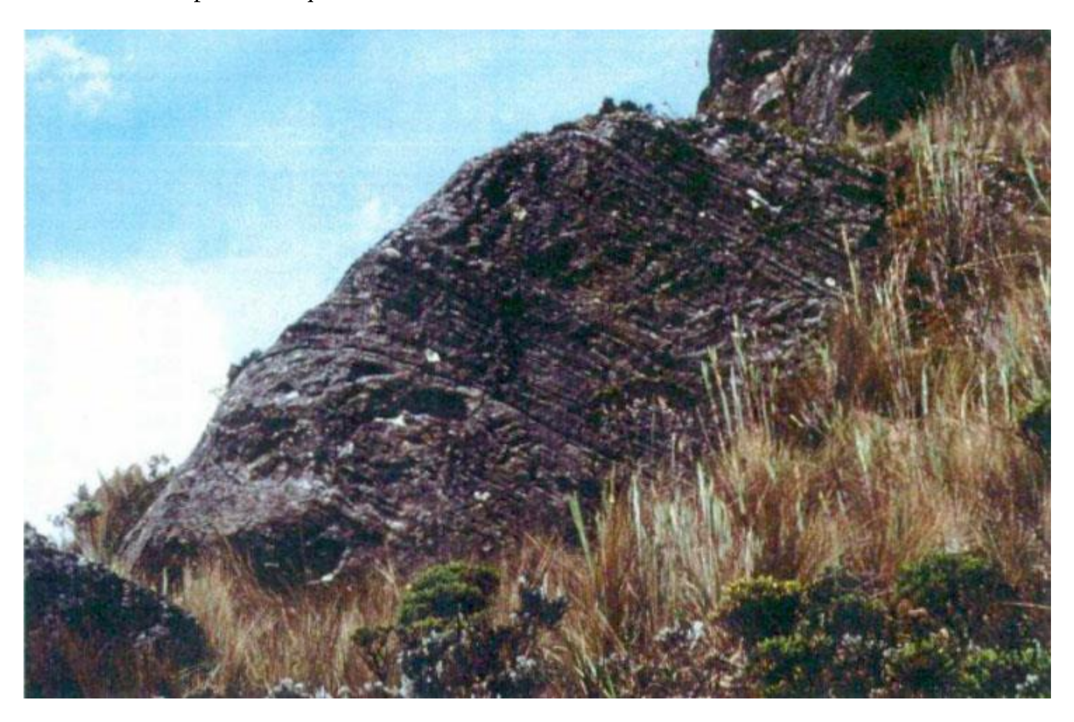


Lámina 12. Lavas dacíticas con bandeamiento de flujo de la Formación Río Blanco cerca de la Laguna Yanacocha de Atugyacu [6872-96878]

Al pasar hacia el este desde San Felipe de Molleturo, las rocas expuestas a lo largo de la sección de la carretera están alteradas, mineralizadas y corneanizadas por la diorita de Molleturo, cuyo contacto sigue aproximadamente la línea de la carretera. La naturaleza original de las rocas en muchos de los cortes de carretera es difícil de determinar debido a la corneanización, aunque parecen ser andesíticas y, en muchos afloramientos, la presencia de clastos o lapilli indica una naturaleza predominantemente volcanoclástica. Un buen afloramiento se observa en una cantera al lado de la carretera inmediatamente al oeste del Río El Chorro en [6811-96913]. Aquí aflora una secuencia estratificada de tobas y areniscas volcánicas, andesíticas, de color verde pálido y feldespáticas. Las areniscas son mayormente de estratos gruesos y masivos, con intercalaciones de conglomerado y brecha-conglomerado de flujo de masa soportados por matriz. También se encuentran estratos delgados de arenisca, con gradación y estratificación cruzada y estructuras de canales cortados a pequeña escala. Las tobas son masivas, ricas en cristales de feldespato, y exhiben excelentes texturas vitroclásticas manifestadas por abundantes fragmentos de vidrio cloritizado verde oscuro que son lo suficientemente gruesos y bien conservados para ser visibles a simple vista.

4.7.7.3 La Formación Río Blanco en el área de Río Blanco: Una secuencia similar de rocas aflora en el terreno más elevado alrededor de Río Blanco, aunque aquí las texturas y estructuras originales son más evidentes debido a que las rocas no están corneanizadas.

Al noroeste de Río Blanco, un inlier fallado de esquistos y gneises con biotita se encuentra dentro de la Formación en la cabecera de la Quebrada Llapín [6771-96903]. Aunque el desplazamiento en las fallas limitantes es desconocido, no se considera grande, y por lo tanto se asume que en esta área la Formación Río Blanco descansa sobre el basamento metamórfico. Al noreste, la Formación puede verse descansando inconformemente sobre tobas ácidas plegadas de la Unidad Chulo en la cabecera de la Quebrada de Niplay [6835-96898].

Las rocas no están bien expuestas en el área que inmediatamente rodea el asentamiento de Río Blanco, y algunos de los afloramientos también están fuertemente silicificados debido a la mineralización. No obstante, se han reconocido tobas de flujo de ceniza andesíticas, tobas retrabajadas, areniscas volcánicas y lavas. Éstas están intruidas por cuerpos y mantos similares a sills de meladiorita o andesita fino-granular que se piensa que fueron contemporáneos con el volcanismo de la Formación.

Una sección instructiva se observa en los flancos sur de Cerro Llapín [6795-96887], ubicado al noroeste de Río Blanco. Ésta consiste en una secuencia suavemente inclinada de tobas andesíticas, areniscas volcánicas y lavas andesíticas, color verde pálido. Las tobas son feldespáticas y contienen abundantes fragmentos de vidrio cloríticos verdes. Algunas de estas tobas están retrabajadas y exhiben estratificación gradada, estratificación cruzada de pequeña escala y estructuras de rasgado y relleno. La sección está cubierta por una extensa secuencia de flujos de lava andesítica subaérea. Estos se extienden hacia el oeste desde la cumbre de Cerro Llapín a lo largo de la cresta hacia Cocha Pamba. Están bien expuestos a lo largo del sendero que sigue la cima de la cresta, donde presentan el mejor desarrollo de bandeamiento de flujo, pliegues de flujo y brechamiento de flujo.

Tabla 6. Análisis químicos de lavas y tobas de la Formación Río Blanco

Muestra	**PND-50**	**PND-267**	**PND-268**	**PND-270**	**PND-271**	**PND-1834**	**PND-1835**	**PND-2165**
SiO_2	60.08	60.67	59.06	59.45	59.03	55.00	62.75	61.46
TiO_2	0.77	0.70	0.68	0.67	0.77	1.03	0.82	0.70
Al_2O_3	15.62	15.87	15.50	15.68	16.00	19.20	17.20	15.38
Fe_2O_3	5.48	7.44	7.56	7.43	7.80	6.89	6.07	4.99
MnO	0.09	0.12	0.16	0.13	0.15	0.13	0.12	0.08
MgO	0.31	3.82	3.64	3.79	3.51	3.62	2.20	2.45
CaO	3.29	6.85	7.13	6.64	7.14	6.94	4.66	6.31
Na_2O	3.05	2.89	2.77	2.99	2.46	2.17	2.63	3.78
K_2O	3.08	1.10	1.00	1.05	0.10	0.99	1.76	0.79
P_2O_5	0.06	0.12	0.11	0.11	0.13	0.37	0.19	0.11
LOI	4.13	0.78	1.93	1.70	2.45	3.29	1.78	3.39
TOTAL	**95.96**	**100.36**	**99.54**	**99.64**	**99.54**	**99.63**	**100.18**	**99.44**
Ba	-	277	280	285	190	357	651	622
Ce	-	23	25	21	25	7	27	-
Co	-	24	25	24	23	17	17	-
Cr	-	42	43	45	31	35	25	-
Cs	-	-	-	-	-	<1	1	-
Hf	-	3	3	<2	3	10	6	-
La	-	9	10	6	11	16	15	-
Nb	-	4	3	3	4	8	6	19
Nd	-	-	-	-	-	13	17	-
Ni	-	17	19	19	13	15	9	-
Rb	-	23	22	22	<1	43	47	43
Sc	-	22	20	24	-	21	15	-
Sm	-	-	-	-	-	3	10	-
Sr	-	230	224	218	232	361	300	387
Ta	-	-	-	-	-	2	<2	-
Th	-	3	1	1	3	1	1	-
U	-	<1	1	<1	2	2	2	-
V	-	152	156	158	162	176	134	-
Y	-	19	18	18	21	20	25	21
Zr	-	103	99	101	109	110	161	138

Todas las muestras son de lavas, excepto PND-50, que es una toba.

Al este del Río Blanco, se exponen buenas secciones en las montañas de Yantahuaycu [6845-96880] y Lomo Arquitecto [6844-96860]. Aquí, la Formación está compuesta predominantemente por tobas andesíticas, dacíticas y riodacíticas interestratificadas, brechas y lavas con intercalaciones de arenisca volcánica. Las tobas son de flujo de ceniza ricas en cristales, que están soldadas y exhiben texturas eutaxíticas notables. Los cristales consisten predominantemente en feldespato y anfíbol menor, aunque algunas unidades de flujo contienen cristales de cuarzo redondeados.

Más al sureste, la cima de la cresta de Filo de los Arquitectos [6856-96855] está compuesta de lavas y brechas que varían en composición desde andesita basáltica hasta riodacita. Lavas andesíticas y dacíticas potentes afloran en el lado sureste de esta cresta alrededor de Laguna Yanacocha de Jérez [6864-96903] y Laguna Yanacocha [6866-96870]. Éstas muestran bandas de flujo, pliegues de flujo y autobrechamiento bien desarrollados y están cubiertas por tobas de flujo de ceniza, ricas en cristales, dacíticas y masivas de la Formación Soldados. En el área alrededor de Laguna Yanacocha de Jérez, hay una zona de megabrechas caóticas en el contacto entre las dos Formaciones. Ésta consiste en brechas de la Formación Río Blanco que están mezcladas caóticamente con las tobas basales de la Formación Soldados (ver Sección 4.7.8.4).

4.7.7.4 Resumen y discusión de la Formación Río Blanco: La Formación Río Blanco consiste principalmente en lavas y rocas volcanoclásticas de composición predominantemente andesítica, aunque también ocurren composiciones dacíticas y riodacíticas, particularmente en las partes altas de la Formación al sureste de Río Blanco. Las rocas volcanoclásticas incluyen tobas primarias de flujo de ceniza, tobas retrabajadas, areniscas volcánicas y brechas de flujo en masa.

La Formación es probablemente de edad Oligoceno Temprano o posiblemente de Oligoceno Tardío basal. Se cree que es en general equivalente en edad a la Formación Chanlud.

Hay evidencia de que partes de la unidad fueron depositadas subacuáticamente y mucho del material volcanoclástico fue transportado y redepositado por procesos de flujo en masa. Sin embargo, la mayor parte de la unidad en el terreno alto al sureste, alrededor de Río Blanco y más al este, se depositó subaéreamente. Ésta es probablemente la parte más joven de la unidad y contiene una mayor proporción de material dacítico. Se desarrollan lavas potentes en esta área y podrían ser productos de domos o extrusiones de relación longitud-potencia relativamente alta, aunque se necesitaría un trabajo más detallado para determinar su morfología original.

Algunas de las tobas de flujo de ceniza que afloran al sureste de Río Blanco se asemejan a las de la Formación Soldados que las cubren. Son dacíticas y contienen numerosas fiammes verdes y abundantes cristales de cuarzo redondeados. Al sureste de Lomo Arquitecto, las lavas y brechas de la Formación Río Blanco están cubiertas por tobas de flujo de ceniza dacíticas de la Formación Soldados. En el contacto entre las dos unidades hay un potente cúmulo de megabrechas caóticas que probablemente indica una zona de inestabilidad y subsidencia rápida en el momento de la erupción de las tobas Soldados (ver Sección 4.7.8.4).

4.7.8 Formación Soldados (O_{Ss})

Una secuencia potente de tobas de flujo de ceniza dacíticas masivas y ricas en cristales, subhorizontales a ligeramente inclinadas, aflora en la parte sur del área de Cajas. La secuencia está bien expuesta alrededor del asentamiento de Soldados [6965-96741], de donde la Formación recibe su nombre. La Formación cubre una amplia área al norte de Soldados, extendiéndose hasta el área de Miguir al noroeste y hasta el borde sur de la cuenca de drenaje del Río Mazán al noreste.

4.7.8.1 Relaciones estratigráficas y edad de la Formación Soldados: Al norte y noreste de Soldados, la Formación descansa de manera inconforme sobre lavas intermedias de la Formación Chanlud, y al noroeste sobreyace a lavas de la Formación Río Blanco.

La Formación está cubierta de manera inconforme por rocas riolíticas de la Formación Plancharumi en el escarpe al sureste de Soldados y en el área que se extiende hacia el oeste hasta Pimo.



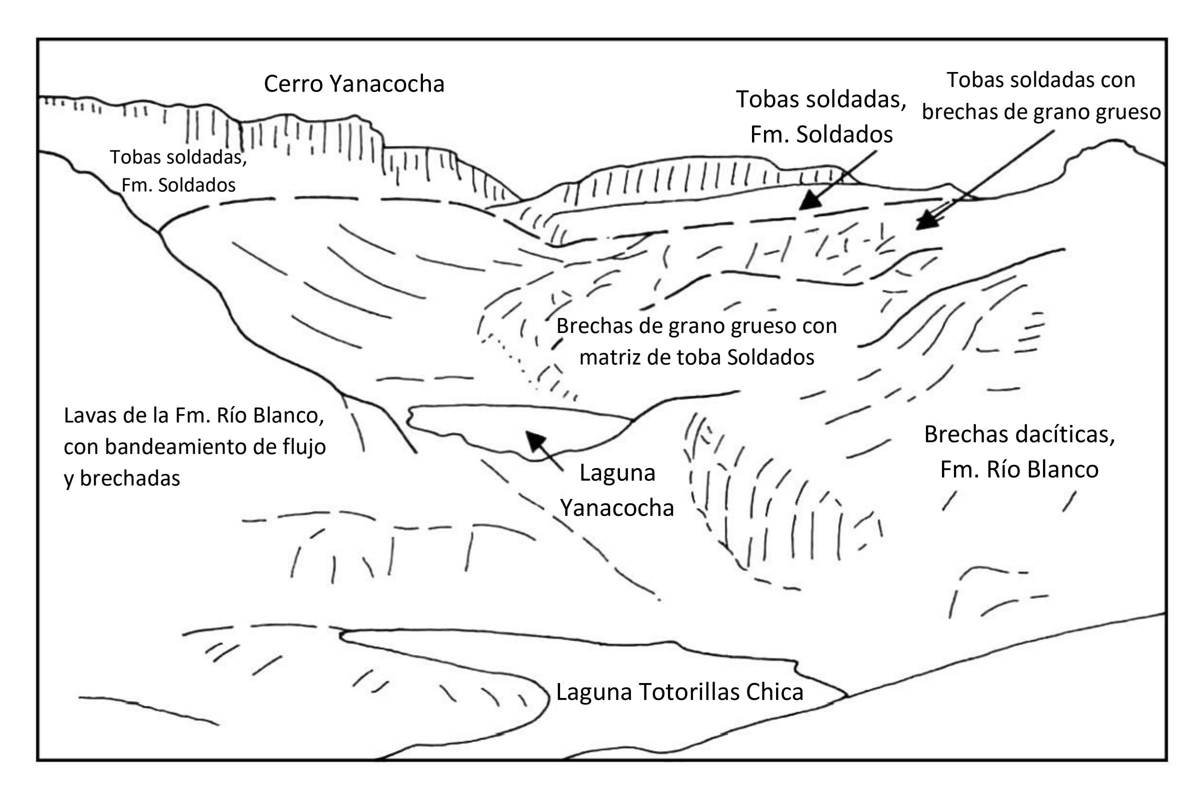


Lámina 13. Laguna Totorillas Chica y Laguna Yanacocha [6866-96870]. Vista desde el noroeste hacia el sureste. Lavas dacíticas y brechas de la Formación Río Blanco en primer plano, superpuestas por tobas de flujo de ceniza dacítica de la Formación Soldados en las elevaciones al fondo. Una zona transicional de brechas y tobas mixtas se encuentra en el terreno intermedio en la base de la Formación Soldados

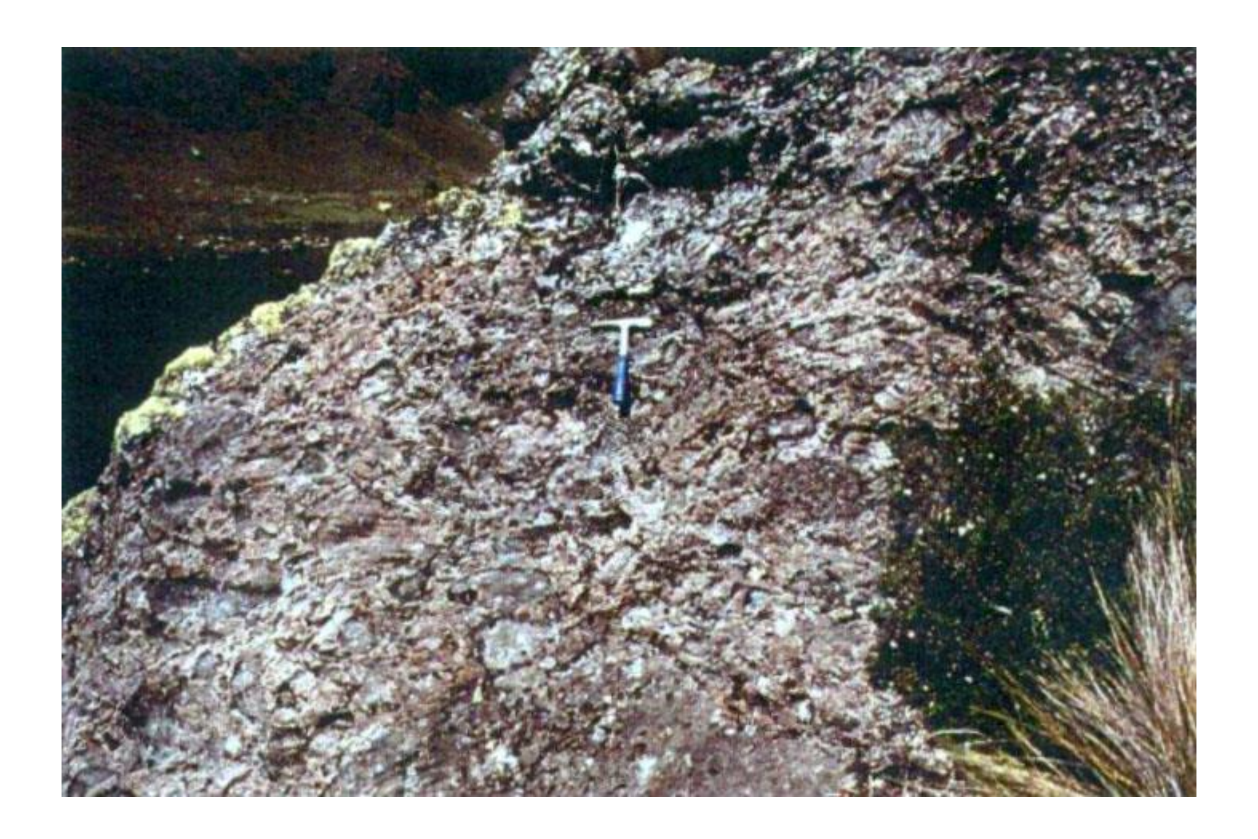


Lámina 14. Brechas en la base de la Formación Soldados (ver leyenda de la Lámina 15)

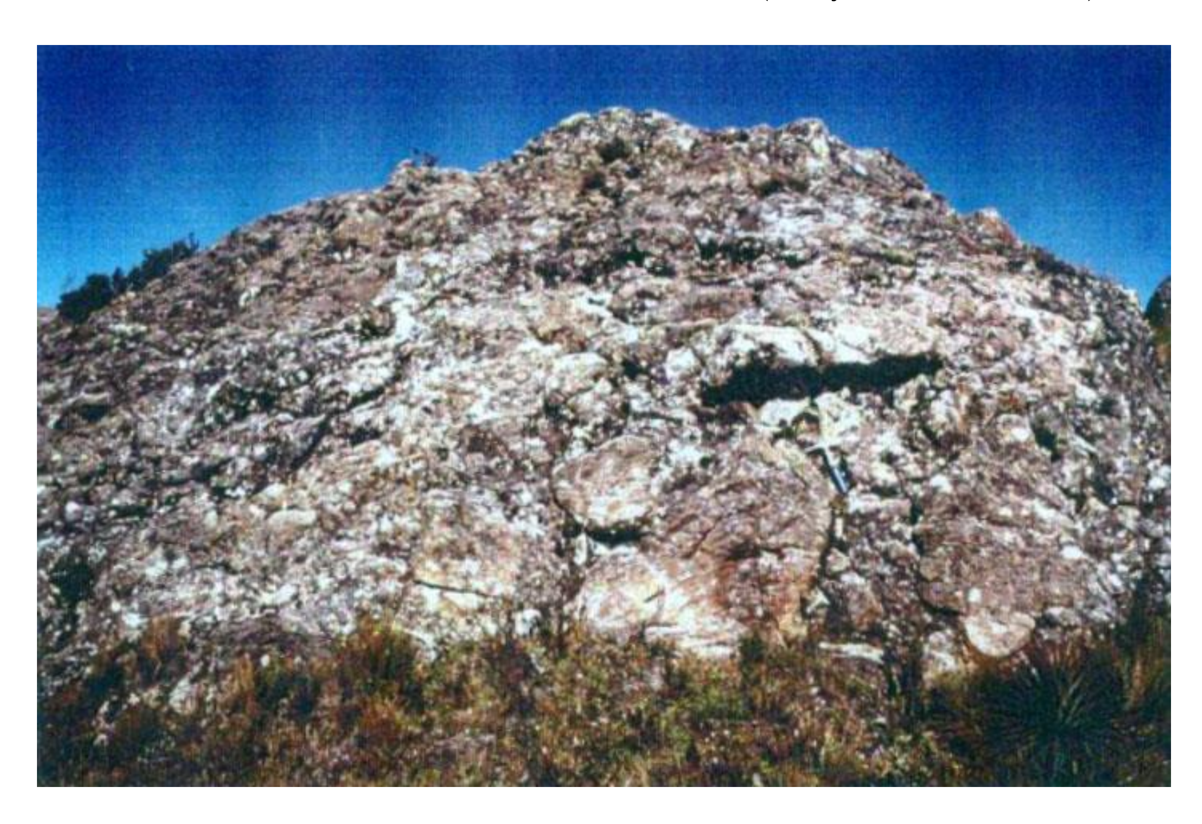


Lámina 15. Brechas en la base de la Formación Soldados en el lado suroeste de la Laguna Yanacocha (ver Lámina 13). Las brechas consisten en clastos de lava dacítica con bandeamiento de flujo de la Formación Río Blanco con una matriz intersticial de toba rica en cristales de la Formación Soldados

Rivera et al. (1992) reportan dos dataciones K/Ar de 26 ± 0.8 Ma [6977-96752] y 27 ± 0.7 Ma [6963-96762] provenientes de las tobas cercanas a Soldados. Durante el presente estudio, se obtuvo una datación por método de trazas de fisión de zircón de 29.8 ± 1.2 Ma de las tobas expuestas en [6907-96793] a lo largo de la carretera entre Soldados y Angas. Estas dataciones indican que la Formación Soldados es de edad Oligoceno Tardío.

4.7.8.2 Descripción de las tobas de la Formación Soldados: La Formación Soldados alcanza una potencia de más de 400 m en las cercanías de Soldados. En Cerro Palo Blanco [6947-96767], situado a 2 km al noroeste del asentamiento, la Formación está compuesta por tres unidades masivas de tobas de flujo de ceniza con juntas columnares, que están cubiertas por una serie de tobas de flujo de ceniza más delgadas que localmente contienen intercalaciones de tobas retrabajadas y areniscas volcánicas.

Las tobas de Soldados son principalmente de color gris pálido-verde, aunque también se observan colores rosa-pálido o beige, probablemente debido a la oxidación provocada por altas temperaturas durante la deposición. Las tobas son muy ricas en cristales, conteniendo abundantes feldespatos y cristales de cuarzo redondeados, menores cantidades de anfíbol y, en algunas localidades se ha observado trazas de biotita. Texturas vitroclásticas y eutaxíticas bien desarrolladas se encuentran a lo largo de toda la Formación.

Una característica distintiva de las tobas es la presencia ubicua de abundante lapilli clorítico verde que se ha aplanado formando fiammes. Estos constituyen una proporción significativa de la roca (aproximadamente 10-15%) y, junto con los abundantes cristales de cuarzo redondeados, distinguen a las tobas de Soldados de otras en la región. Los lapilli y los fiammes tienen bordes difusos que se gradan imperceptiblemente en la matriz clorítica de las tobas. Contienen el mismo conjunto de fenocristales que las tobas hospedantes y son poco vesiculares o no vesiculares. Parecen haber sido plásticos o fundidos en el momento de la erupción y se aplanaron y soldaron fuertemente al ser depositados. Estos distintivos lapilli y fiammes se interpretan como agregados originales de magma poco vesicular dentro de los flujos piroclásticos, que fueron enfriados inicialmente para formar vidrio que posteriormente fue cloritizado. Todos los fiammes dentro de las tobas de Soldados parecen estar formados por estos agregados aplanados y poco vesiculares. De los cientos de localidades examinadas, no se han reconocido lapilli de pómez fuertemente vesiculares (es decir, pómez expandida de baja densidad original).

Lapilli lítico y bloques se encuentran en todas las tobas, pero son más gruesos y abundantes cerca de la base de la unidad de flujo basal de la Formación. Consisten principalmente en fragmentos de andesita y dacita derivados de las lavas subyacentes de las Formaciones Chanlud y Río Blanco.

Tabla 7. Análisis químicos de las tobas de la Formación Soldados

Muestra	PND-168	PND-169
SiO_2	68.76	67.92
TiO_2	0.45	0.44
Al_2O_3	15.06	14.49
Fe_2O_3	3.64	3.29
MnO	0.08	0.08
MgO	0.99	0.98
CaO	2.81	2.56
Na_2O	4.00	4.00
K_2O	2.71	3.14
P_2O_5	0.12	0.10
LOI	1.54	2.51
TOTAL	**100.16**	**99.52**

4.7.8.3 Naturaleza del contacto basal de la Formación Soldados: La base de la Formación está expuesta en el escarpe al sur y al oeste de Laguna Totoracocha [7010-96817], situada en la cabecera del Río Mazán. Aquí, las lavas de la Formación Chanlud subyacente cubren un área muy extensa y buzan suavemente hacia el sureste. Las lavas están cubiertas en el escarpe alrededor de los márgenes sur y oeste de la cuenca de drenaje del Mazán por tobas con juntas columnares de la Formación Soldados, que a lo largo de la cresta forman la prominente línea de picos de Cerro Cotes [6987-96800], Cerro Tinta Cocha [7002-96802] y Soldados [7032-96801].

El contacto basal ha sido examinado en dos localidades en la cabecera del Río Mazán. En [6974-96813], la lava más alta de la Formación Chanlud es dacítica y está cubierta por unos pocos metros de brechas dacíticas de grano grueso con clastos de bandas de flujo de hasta un metro de tamaño. Estas brechas gruesas están cubiertas en ligera discordancia angular por brechas epiclásticas más finas, que a su vez están cubiertas por tobas de flujo de ceniza de la Formación Soldados ricas en pequeño lapilli lítico. El contacto también fue examinado en el escarpe en el lado noroeste del lago sin nombre en [6968-96812]. Aquí, las lavas andesíticas están cubiertas por tobas de flujo de ceniza soldadas y ricas en cristales de la Formación Soldados. Las lavas buzan hacia el sureste a aproximadamente 20°, mientras que las tobas que las cubren buzan suavemente hacia el sur o el suroeste, lo que indica la presencia de una discordancia angular entre las dos unidades. Las tobas basales son masivas y contienen abundante lapilli lítico subangular a subredondeado y bloques de lava andesítica y dacítica de hasta 0.5 m de tamaño.

La base de la Formación Soldados también puede verse en el terreno alto al sur y sureste de Miguir [6888-96904]. Las tobas de cristal dacíticas subhorizontales a ligeramente inclinadas de la Formación descansan en discordancia angular sobre las tobas andesíticas de la Unidad Tomebamba en el escarpe al suroeste de Laguna Luspa [6935-96900] y Laguna Canotillos [6940-96885] (Lámina 16). Al avanzar hacia el sureste, las tobas de Soldados pasan sobre las lavas andesíticas y dacíticas de la Formación Chanlud. Al igual que en otras localidades, las tobas basales de Soldados en esta área contienen abundantes bloques líticos de lava andesítica y dacítica.

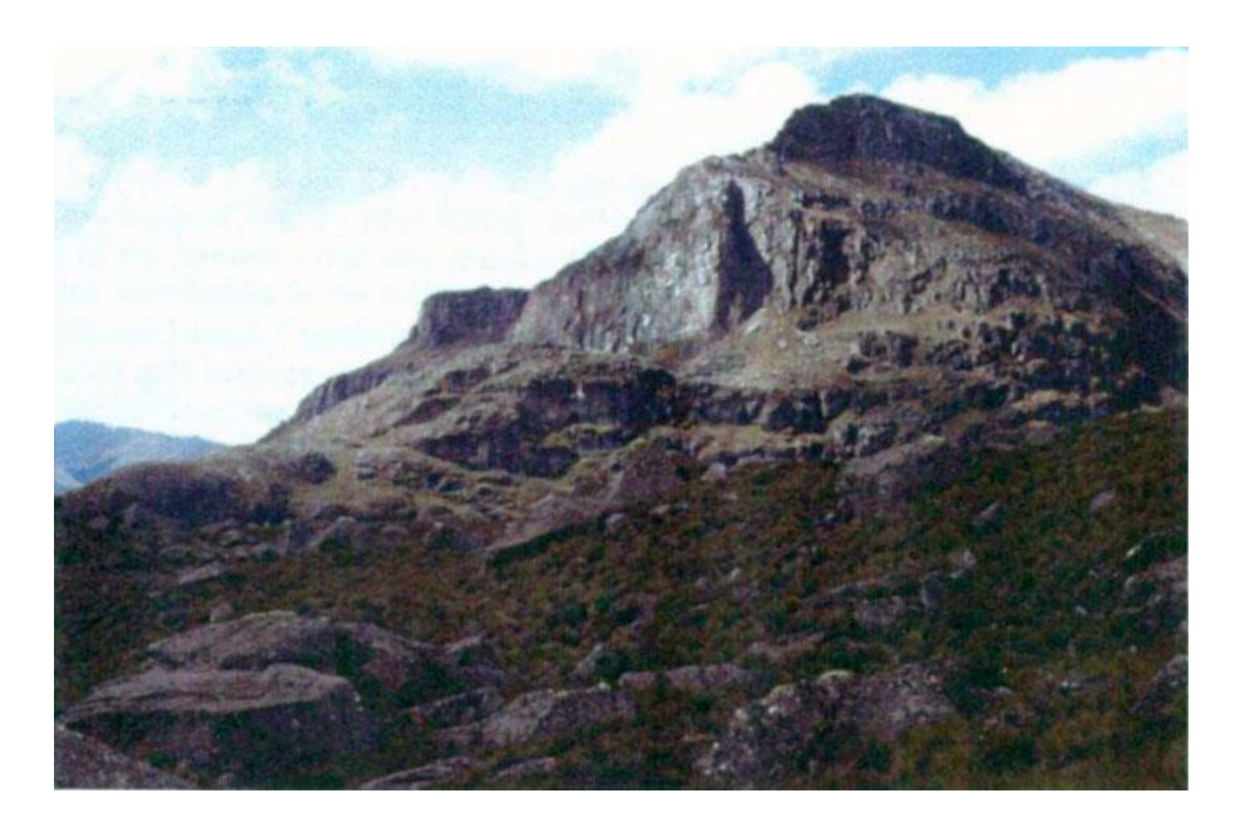


Lámina 16. Toba dacítica, masiva, soldada, de flujo de ceniza de la Formación Soldados, al sur de la Laguna Luspe en [96932-96880] mirando hacia el sur. La toba es subhorizontal y tiene al menos 300 m de espesor

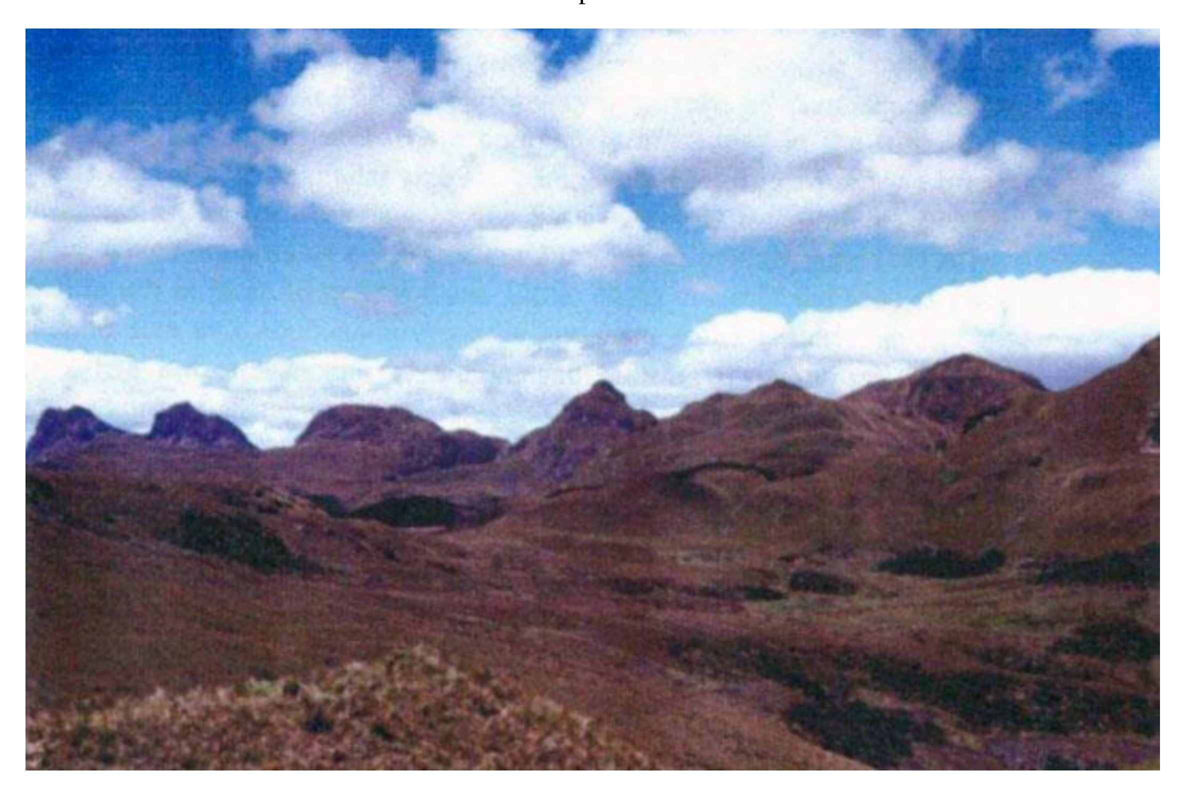


Lámina 17. Las cabeceras del valle del Río Mazán mirando hacia el sureste. El primer plano y el terreno intermedio están constituidos por lavas andesíticas, con buzamiento hacia el sureste, de la Formación Chanlud, superpuestas en discordancia por tobas de flujo de ceniza dacíticas de la Formación Soldados, que forman la prominente línea de picos en el horizonte

4.7.8.4 Megabrechas en el área de Laguna Yanacocha-Filo de los Arquitectos: Las exposiciones más instructivas de la parte basal de la Formación Soldados se encuentran alrededor de Laguna Yanacocha de Jérez [6864-96865] y Laguna Yanacocha [6866-96870] (Lámina 13). Esta localidad proporciona información importante sobre la fuente y el mecanismo de erupción de la Formación.

En esta área, las tobas de Soldados descansan sobre lavas andesíticas y dacíticas de la Formación Río Blanco, que presentan bandeamiento y brechamiento de flujo. En los lados oeste y suroeste de Laguna Yanacocha de Jérez, las lavas están cubiertas por una potente secuencia caótica de brechas extremadamente mal clasificadas, compuestas por clastos de lava con bandeamiento de flujo de hasta 5 metros de tamaño (Láminas 14 y 15). Algunas de las brechas tienen estructura clasto-soportado, pero la mayoría son brechas matriz-soportada de flujo en masa, que presentan una matriz intersticial de toba Soldados rica en cristales, caracterizada por la presencia diagnóstica de lapilli clorítico y abundantes cristales de cuarzo redondeados. En [6862-96863], enormes *rafts* de brechas andesíticas clasto-soportadas de hasta 20 metros de tamaño están completamente envueltas en las tobas. A la inversa, grandes *rafts* de la toba de tamaño similar están completamente incluidas dentro de las brechas. Las megabrechas están a su vez cubiertas por la unidad basal de toba de flujo de ceniza de la Formación Soldados, que consiste en una unidad subhorizontal de toba dacítica soldada, rica en cristales y con juntas columnares, de al menos 40 metros de potencia. Los clastos líticos están en la base de esta unidad y disminuyen en tamaño y abundancia hacia arriba y en dirección sureste hacia Angas. La íntima mezcla de las megabrechas con las tobas basales de Soldados indica una zona de inestabilidad en esta área en el momento de la erupción (ver la siguiente sección).

4.7.8.5 Resumen e interpretación de la Formación Soldados: La Formación Soldados está compuesta por varias unidades grandes y masivas de toba de flujo de ceniza dacítica, ricas en cristales, que descansan de manera inconforme sobre las Formaciones Chanlud y Río Blanco, y a su vez están cubiertas por la Formación Plancharumi. Las dataciones radiométricas indican una edad de Oligoceno Tardío.

La Formación aflora en un área de aproximadamente 300 km^2 y se estima que tiene una potencia promedio de entre 300 y 400 m. Con base en esto, su volumen es de al menos 100 km^3, sin considerar la erosión y el volumen oculto bajo la Formación Plancharumi. Dado que las tobas están fuertemente soldadas y el lapilli es poco vesicular, este volumen puede considerarse equivalente a roca densa.

Ciertas características de las tobas de Soldados se cree que indican una erupción muy rápida, posiblemente en respuesta al desmantelamiento de una cámara magmática. Estas características incluyen el gran volumen de material contenido dentro de unas pocas unidades de flujo y la abundancia de lapilli clorítico y fiammes, que constituyen una gran proporción de las tobas y se interpretan como agregados no vesiculares de material fundido o casi fundido.

La íntima mezcla de las tobas con megabrechas en la base de la Formación en el área entre Laguna Yanacocha de Jérez y Filo de los Arquitectos indica una zona de gran inestabilidad en el momento de la erupción de las tobas. Esto probablemente marca el margen de una caldera o depresión a lo largo de la cual tuvo lugar un rápido hundimiento como resultado de la evacuación de una cámara magmática subyacente en respuesta a la erupción de las tobas. Las brechas de grano grueso derivadas de la Formación Río Blanco al oeste colapsaron o se deslizaron hacia el este desde los márgenes de la depresión mientras se hundía, y se mezclaron íntimamente con las tobas a medida que se acumulaban en su piso. La forma de la caldera o depresión propuesta es imposible de deducir con la evidencia disponible. Puede haber sido circular, aunque es más probable que haya sido una estructura tipo puerta-trampa abierta hacia el este. Es posible que el hundimiento se haya acomodado a lo largo de la prominente línea de falla que corre a lo largo del Río Jérez y del lado este de Filo de los Arquitectos. Las tobas parecen haberse acumulado dentro de la estructura y no haber desbordado su margen hacia el oeste.

Las Formaciones subyacentes Chanlud y Río Blanco son predominantemente andesíticas, pero muestran una tendencia hacia composiciones más dacíticas e incluso riodacíticas con el tiempo en la amplia área entre Soldados y Río Blanco. Por lo tanto, es posible que la tendencia hacia un volcanismo más ácido ilustrada por las Formaciones Chanlud y Río Blanco culminara en un evento explosivo a gran escala que produjo los voluminosos flujos piroclásticos dacíticos de la Formación Soldados.

4.7.9 Formación Cerro Caucay (O_{Scc})

Una capa subhorizontal de toba de flujo de ceniza riolítica masiva y rica en cristales aflora en el páramo al oeste de Cañar. Cubre muchos de los picos altos de la región y se extiende tan al oeste como Purubín [7127-97171] y hasta la Cordillera del Machángara [7136-97057] al suroeste. Hacia el norte, las tobas buzan bruscamente hacia el noreste en el valle de Cañar, donde están cubiertas de manera inconforme por sedimentos de la Formación Turi. Estas tobas riolíticas se definen aquí como la Formación Cerro Caucay, nombre que proviene de la montaña en [7227-97188], donde la unidad alcanza su máxima potencia y está bien expuesta en varias secciones de carretera accesibles.

4.7.9.1 Relaciones estratigráficas y edad de la Formación Cerro Caucay: Las tobas de la Formación Cerro Caucay descansan de manera inconforme sobre lavas de andesita de la Formación Chanlud y están cubiertas de manera inconforme por sedimentos de la Formación Turi.

Se han obtenido dos dataciones por el método de trazas de fisión de zircón de 30.2 ± 1.1 y 27.0 ± 1.0 Ma de afloramientos en la carretera en el área de Cerro Caucay en [7217-97192] y [7228-97208], respectivamente. Estas dataciones corresponden a una edad de Oligoceno Temprano tardío a Oligoceno Tardío basal.

4.7.9.2 Naturaleza de las tobas de la Formación Cerro Caucay: La Formación está compuesta predominantemente por tobas de flujo de ceniza riolíticas, masivas y fuertemente soldadas, con juntas de enfriamiento columnar bien desarrolladas. Las tobas son rocas duras y silíceas que son muy ricas en cristales de cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino, biotita y anfíbol, incrustados en una matriz criptocristalina a vítrea de color gris oscuro a casi negro. Los cristales de cuarzo son redondeados. El lapilli de pómez aplanado con vesículas tubulares es muy común en toda la Formación. También se presenta lapilli lítico pequeño en todas las localidades, y en los cortes de carretera en el flanco noreste del Cerro Caucay en [7228-97120], las tobas contienen abundante lapilli y bloques de cúmulos cristalinos ricos en anfíbol o xenolitos conatos.

Las superficies meteorizadas tienen un color gris pálido a rosa beige. Las texturas vitroclásticas son claramente discernibles en las muestras de mano y en las secciones delgadas en todas las localidades. Las texturas eutaxíticas fuertes están presentes en toda la Formación, y las zonas ultra-soldadas que muestran evidencia de reomorfismo en forma de bandas de flujo y pliegues de flujo son comunes. En varias localidades, las zonas fuertemente soldadas se conservan como obsidiana original.

También se encuentran tobas dacíticas dentro de la Formación, pero son volumétricamente mucho menos importantes que las tobas riolíticas y solo se encuentran en un área relativamente restringida en los flancos noreste del Cerro Caucay y en el lado norte del Río Cañar. En ambas áreas, se piensa que se encuentran en la parte superior de la Formación y son gradacionales hacia las tobas riolíticas subyacentes. Son de color rosa pálido a beige, intensamente soldadas y contienen abundantes cristales de anfíbol y feldespato, pero a diferencia de las tobas riolíticas, contienen pocos o ningún cristal de cuarzo y biotita. Las tobas dacíticas en el flanco noreste del Cerro Caucay también contienen abundantes bloques y lapilli de anfíbol y material de cúmulo cristalino rico en anfíbol.

Se presentan seis análisis químicos de tobas del área de Cerro Caucay en la Tabla 8. Cuando se recalculan en una base libre de agua, cinco de los análisis son de composición riolítica y uno es de composición dacítica. La muestra PND-1028 es una obsidiana recolectada de una zona intensamente soldada. Está muy hidratada, pero cuando el análisis se recalcula en una base libre de volátiles, contiene 76.26% de SiO_2, lo que ilustra la naturaleza muy silícea del vidrio volcánico original. La muestra dacítica (PND-1019) es rica en cristales y xenolitos conatos de anfíbol, estos últimos constituyen aproximadamente el 20% de la roca. La composición dacítica probablemente refleja la presencia de una alta proporción de inclusiones de anfíbol en la roca total, mientras que la matriz de la toba es probablemente riodacítica.

Tabla 8. Análisis químicos de las tobas de la Formación Cerro Caucay

Muestra	PND-994	PND-1015	PND-1017	PND-1019	PND-1028	PND-1035
SiO_2	70.44	74.81	72.89	63.75	72.40	74.12
TiO_2	0.33	0.2	0.32	0.69	0.23	0.20
Al_2O_3	13.47	12.69	13.02	14.53	12.13	12.68
Fe_2O_3	2.44	1.68	1.7	5.63	1.39	1.57
MnO	0.07	0.03	0.04	0.09	0.04	0.03
MgO	0.75	0.45	0.49	2.41	0.33	0.31
CaO	2.19	1.20	1.70	3.05	1.10	1.01
Na_2O	2.85	3.17	3.17	4.08	3.33	2.59
K_2O	3.61	4.23	3.92	3.08	3.96	4.83
P_2O_5	0.06	0.04	0.04	0.11	0.03	0.04
LOI	3.46	1.28	1.35	2.48	4.38	2.31
TOTAL	**99.67**	**99.78**	**98.64**	**99.9**	**99.32**	**99.69**

4.7.9.3 La Formación Cerro Caucay en el área tipo: La Formación aflora en secciones a lo largo de la carretera entre Purubín [7125-97172] y Cañar, y se muestra especialmente bien a lo largo del acueducto alrededor de los flancos occidental y norte del Cerro Caucay entre Matan [7205-97165] y Jirincay [7255-97178]. Se estima que la Formación tiene una potencia de aproximadamente 450 metros en esta sección.

El contacto basal de la Formación con las lavas de andesita subyacentes de la Formación Chanlud está expuesto a lo largo del acueducto, inmediatamente al sur y al norte de Matan y Curiucu. Es subhorizontal, pero ligeramente ondulante.

Hacia el norte, el acueducto pasa al cuerpo principal de la Formación. Los cortes del acueducto proporcionan una exposición continua a través de tobas de flujo de ceniza riolíticas, no-meteorizadas, ricas en cristales y vítreas, de color gris oscuro a casi negro, con prominentes juntas de enfriamiento columnar. En sección delgada, estas tobas se observan como intensamente soldadas (ultra-soldadas). En las caras de las juntas meteorizadas, son visibles texturas eutaxíticas extremas y las bandas de flujo y pliegues de flujo indican zonas de reomorfismo. La Formación está bien expuesta en los acantilados y riscos por encima del acueducto en los flancos occidentales del Cerro Caucay. Aquí, las tobas muestran juntas de enfriamiento columnar de gran escala y muy bien desarrolladas. Los acantilados no fueron examinados durante el levantamiento, pero las fracturas visibles dentro de la secuencia sugieren la presencia de dos o posiblemente tres flujos o unidades de enfriamiento distintas.

Las tobas expuestas a lo largo de la sección del acueducto en el lado oeste del Cerro Caucay son subhorizontales con juntas de enfriamiento columnar casi verticales, pero en el prominente giro del acueducto en [7225-97211], la textura eutaxítica cambia abruptamente de orientación y buza bruscamente (entre 45 y 90°) hacia el norte y noreste, y las juntas columnares muestran un cambio concomitante en la orientación (siendo aproximadamente perpendiculares a la textura eutaxítica). Al pasar hacia el sureste a lo largo del acueducto desde este punto, las tobas cambian de aspecto. Entre [7225-97205] y [7249-97195] son de color rosa pálido a beige y contienen abundantes cristales de anfíbol y feldespato con solo cantidades menores de cuarzo y biotita. Son extremadamente soldadas y contienen lapilli y fiamme de pómez con vesículas tubulares. La característica más llamativa de estas tobas, aparte de su color rosa, es la presencia de abundante lapilli y bloques de anfíbol o material de cúmulo cristalino rico en anfíbol. Estos van desde menos de un centímetro hasta un metro de tamaño y, en algunos lugares, constituyen hasta el 20% del volumen de la roca. Las lecturas del espectrómetro de rayos gamma indican composiciones más básicas en este sector, lo cual está respaldado por el análisis químico dacítico de la muestra PND-1019. Basado en la orientación de las texturas eutaxíticas, se cree que las tobas dacíticas dentro de la sección del acueducto se superponen a las tobas riolíticas, aunque el contacto entre las dos parece ser gradacional.

Una característica adicional a destacar es que, en la sección del acueducto en los flancos noreste del Cerro Caucay alrededor de [7236-97207], las tobas contienen cantidades significativas de cuarzo amatista de grano fino. De manera similar, el cuarzo amatista está presente dentro de las tobas en los niveles inferiores de los flancos noreste en la sección de la carretera alrededor de [7240-97216]. La yuxtaposición de estas dos localidades sugiere que el cuarzo amatista podría ocurrir en una amplia zona.

4.7.9.4 La Formación Cerro Caucay en el lado norte del Río Cañar: Al noroeste de Cañar, el Río Cañar fluye a través de una garganta que corta las tobas de la Formación Cerro Caucay. Las tobas masivas y con juntas columnares que afloran en las paredes de la garganta han sido examinadas en el lado norte del río alrededor de Loma de Burán, Loma Inganilla y en los acantilados del valle tributario del Río San Antonio.

Aquí, las tobas se encuentran por debajo de los sedimentos de la Formación Turi. Tienen una textura eutaxítica fuerte que buza entre 25 y 30 grados hacia el noreste, paralela a la pendiente de Loma de Burán. Las tobas más superiores en esta sección son tobas dacíticas de color beige pálido a rosa con texturas vitroclásticas bien desarrolladas. Contienen abundantes cristales de feldespato y hornblenda, pero pocos cristales de cuarzo.

Al descender por la sección hacia niveles más bajos dentro de la garganta, las tobas se vuelven notablemente más ácidas y riolíticas en composición y contienen abundantes cristales de cuarzo y clastos líticos. Las lecturas del escintilómetro de rayos gamma también indican que la composición de las tobas cambia sistemáticamente de dacítica en la parte superior de la sección a riolítica en niveles inferiores.

4.7.9.5 Otras secciones a través de la Formación Cerro Caucay: La Formación Cerro Caucay ha sido examinada en varias otras secciones y localidades. Éstas incluyen las áreas de Jatunloma-Cerro Trojecharina [7185-97100], Cerro Caparina [7146-97128], Cerro Saramontón [7131-97114] y la Cordillera del Machángara [7137-97057]. En todas estas áreas, la Formación está compuesta por tobas de flujo de ceniza riolíticas, masivas, con juntas columnares y fuertemente soldadas, que contienen abundantes cristales de cuarzo y feldespato, así como biotita y hornblenda accesorios.

4.7.9.6 Resumen y discusión de la Formación Cerro Caucay: La Formación Cerro Caucay está compuesta principalmente por tobas de flujo de ceniza riolíticas, masivas, con juntas columnares e intensamente soldadas, que contienen abundantes cristales de cuarzo, feldespato, biotita y anfíbol. Reposa de manera inconforme sobre las lavas de andesita de la Formación Chanlud y ha proporcionado dataciones de trazas de fisión correspondientes al Oligoceno Temprano tardío a Oligoceno Tardío basal.

La Formación alcanza su mayor desarrollo con una potencia de aproximadamente 450 m en Cerro Caucay. Aquí, es ultra-soldada y presenta zonas de bandas de flujo y pliegues de flujo que indican reomorfismo. Localmente, las zonas de soldadura intensa se conservan como obsidiana original. Las fracturas prominentes en los acantilados de Cerro Caucay sugieren que hay varios flujos o unidades de enfriamiento presentes.

Las observaciones de la sección del acueducto en el lado noreste de Cerro Caucay y de la sección en el lado norte del Río Cañar alrededor del Río San Antonio indican que las tobas están zonadas composicionalmente. Aunque la Formación es abrumadoramente riolítica en composición y normalmente contiene abundantes cristales de cuarzo y biotita, las tobas más superiores en estas dos áreas son riodacíticas y dacíticas y contienen abundante anfíbol, pero pocos cristales de cuarzo y biotita. Estas tobas dacíticas también contienen abundante lapilli y bloques de anfíbol o material de cúmulo cristalino rico en anfíbol, que localmente constituyen hasta el 20% del volumen de la roca.

La evidencia disponible sugiere que las tobas de la Formación fueron erupcionadas rápidamente desde una cámara magmática diferenciada y zonada composicionalmente. En tal modelo, los flujos de ceniza riolítica habrían sido erupcionados inicialmente desde las partes superiores más fraccionadas de la cámara, seguidos por magma menos fraccionado riodacítico y dacítico desde niveles inferiores de la cámara. La evacuación rápida de la cámara pudo haber resultado en la disrupción de cúmulos cristalinos de niveles inferiores de la cámara o de sus paredes laterales, los cuales fueron incorporados o arrastrados al magma menos fraccionado como xenolitos conatos ricos en anfíbol y xenocristales que fueron llevados a la superficie y erupcionados junto con las tobas dacíticas.

4.7.10 Formación Plancharumi (O_{Sp})

Una secuencia distintiva, color blanco de meteorización, poco litificada de tobas riolíticas pumíceas, lapillitas pumíceas, brechas, lavas y, areniscas, limolitas, lodolitas bien estratificadas y, tobas de ceniza fina, aflora a lo largo del margen sur del área alrededor de Soldados y Pimo. Esta secuencia se denomina aquí Formación Plancharumi, en honor al prominente escarpe del Cerro Plancharumi al sur de Soldados.

4.7.10.1 Relaciones estratigráficas y edad de la Formación Plancharumi: La Formación Plancharumi reposa de manera inconforme sobre la Formación Soldados y a su vez está cubierta en discordancia angular por la Formación Jubones y la Formación Quimsacocha.

Una datación de trazas de fisión de zircón de 25.7 ± 1.1 Ma fue obtenida de una toba de caída de aire primaria (PND-1438) dentro de la Formación cerca de la cima de la cresta en [6887-97012]. Esto corresponde a una edad del Oligoceno Tardío.

4.7.10.2 La Formación Plancharumi en el área tipo: El escarpe del Cerro Plancharumi expone una secuencia bien estratificada de rocas de aproximadamente 350 m de potencia que buza suavemente hacia el sur con inclinaciones de hasta 10°. Se examinó una sección a través de esta secuencia aproximadamente a 3 km al este de Soldados, comenzando en el fondo del valle en Hacienda Capulí [7009-96760] y extendiéndose hasta la cima del Cerro Plancharumi [6990-96737].

La parte inferior del escarpe está compuesta por tobas de flujo de ceniza dacíticas soldadas de color marrón a marrón rosado de la Formación Soldados. A una altitud de aproximadamente 3500 m, éstas están cubiertas por rocas volcanoclásticas riolíticas de color blanco de meteorización, relativamente suaves, de la Formación Plancharumi, que se extienden hasta la cima del escarpe. La meteorización profunda de estos depósitos produce una topografía distintiva con columnas que se puede observar a lo largo de la parte superior del escarpe.

La parte más baja de la Formación en el escarpe del Cerro Plancharumi es una toba de flujo de ceniza riolítica de lapilli de pómez, de color blanco y aproximadamente 50 metros de espesor. Es poco litificada y no soldada, y contiene una alta proporción de lapilli grueso y bloques de pómez, no deformados, incluyendo pómez tubular, distribuidos uniformemente en toda la unidad de flujo. Sobre esta toba se encuentran brechas de flujo de escombros riolíticas, de grano grueso y mal clasificadas. Estas brechas son polimícticas, pero contienen abundantes clastos de lava riolítica con bandas de flujo, de hasta un metro de diámetro. Las brechas pasan a una secuencia estratificada de aproximadamente 160 m de espesor, que consiste en lapillitas ricas en pómez, areniscas tobáceas, tobas finas, microbrechas y brechas de color blanco al meteorizarse. Los clastos de pómez no están deformados y tienen vesículas que aún están parcialmente vacías, lo que resulta en densidades relativamente bajas para las rocas pumíceas. Las areniscas forman estratos de hasta 1.5 m de espesor, algunas de las cuales exhiben estratificación plana y, menos común, estratificación cruzada de bajo ángulo. Estratos delgados de tobas de ceniza fina de color crema, limolitas laminadas y lodolitas limosas se intercalan a lo largo de la secuencia estratificada. Los sedimentos están cubiertos por una toba de flujo de ceniza riolítica de color rosa pálido a verde pálido de aproximadamente 20 m de espesor. Ésta tiene una textura eutaxítica fuerte y contiene clastos líticos de riolita con bandas de flujo. En la cima del escarpe, la secuencia está cubierta por dos tobas masivas de flujo de ceniza, pobres en cristales y aproximadamente de 70 m de espesor. Éstas son riolíticas en composición, pero se meteorizan a un color rojo-marrón profundo. La toba inferior no está soldada y es finamente vesicular. En sección delgada exhibe excelentes texturas vitroclásticas compuestas enteramente de fragmentos de vidrio y lapilli de pómez no deformados, cuspidados. En contraste, la toba superior es una roca vítrea densa, ultra-soldada, con una textura eutaxítica muy desarrollada. Esta toba soldada corona el escarpe del Cerro Plancharumi y forma una extensa superficie que se inclina suavemente al sur hacia la cuenca del Río Bermejo.

En el lado sur de la cuenca del Río Bermejo, la toba soldada que cubre aquella superficie está cubierta por una delgada secuencia de tobas riolíticas pumíceas de origen acuático, tobas de ceniza fina, limolitas y areniscas tobáceas. Éstas están expuestas alrededor de Quebrada Quinde Huilo [96965-96706], donde están cubiertas en inconformidad por brechas y lavas de andesita de la Formación Quimsacocha.

La potencia total de la Formación Plancharumi en la sección Cerro Plancharumi - Río Bermejo es de aproximadamente 400 m.

4.7.10.3 La Formación Plancharumi en el área de Pimo: Al oeste del Cerro Plancharumi, la Formación está casi completamente oculta por una extensa capa de turba en la cuenca de drenaje del Río Quingoyacu. Más al oeste, sin embargo, aflora en una cresta baja que se extiende hacia el noreste desde cerca de Pimo [6850-96705] hasta la confluencia de Quebrada Curiquingue y Quebrada Alacena [6887-96726]. Esta cresta presenta un escarpe orientado hacia el noroeste y una pendiente suave inclinada aproximadamente 15° hacia el sureste.

Las exposiciones más bajas en esta área consisten en areniscas, limolitas y tobas finas de color beige pálido, bien estratificadas, que afloran alrededor de la confluencia de Quebrada Curiquingue y Quebrada Alacena. Éstas están cubiertas por lavas riolíticas, brechas, lapillitas de pómez, tobas de lapilli de pómez y tobas de ceniza fina. Las lavas están bien expuestas en el escarpe a lo largo del lado sur del sendero que conduce a Pimo. Están intensamente y uniformemente bandeadas por flujo, y en algunos lugares se conservan zonas de obsidiana original. Al este de la cresta, se exponen riolitas intensamente bandeadas por flujo, plegadas por flujo y brechadas por flujo a lo largo de la Quebrada Can Can. Ascendiendo en la sucesión, las lavas están cubiertas por tobas riolíticas de lapilli de pómez de color crema, lapillitas y brechas pumíceas de origen de flujo piroclástico. Éstas son masivas y mal estratificadas, y en algunos lugares también se conserva estratificación cruzada de escala media a grande. El lapilli de pómez no está deformado, por lo que las tobas tienen densidades relativamente bajas. Clastos de lava riolítica se encuentran dentro de estos depósitos de flujo piroclástico y en casos raros se conservan como obsidiana original. Tobas de ceniza fina y polvo bien estratificadas se encuentran cerca de la cima de la cresta [6887-97012]. Éstas contienen abundante lapilli de acreción y se interpretan como tobas de caída de aire primaria. Una de estas tobas en esta localidad (PND-1438) arrojó una datación de trazas de fisión de zircón de 25.7 ± 1.1 Ma. Las tobas están cubiertas por lavas riolíticas intensamente bandeadas por flujo que cubren la cresta.

Al oeste de Pimo, la Formación aflora en la cresta de Cascajo [6810-96690]. Aquí está compuesta por tobas riolíticas pumíceas y autobrechas de riolita, que están cubiertas por la Formación Jubones.

4.7.10.4 Composición química de la Formación Plancharumi: Las rocas volcánicas de la Formación Plancharumi son obviamente ácidas, pero debido a que están fuertemente meteorizadas y las lavas están recristalizadas, su composición original no es del todo cierta. Sin embargo, las obsidianas se conservan en algunas localidades y deberían reflejar las composiciones originales. Dos análisis de obsidianas de la Formación se presentan en la Tabla 9. Una muestra (PND-1616) se tomó de una lava [6860-96709] y la otra (PND-1436) es una muestra compuesta de clastos de obsidiana recogidos de una toba de flujo de ceniza de lapilli de pómez en [6890-96710]. Los análisis indican composiciones riolíticas. La muestra de lava (PND-1616) contiene solo 70.39% SiO_2, pero está fuertemente hidratada y cuando el análisis se recalcula con base libre de agua, contiene 74.16% SiO_2.

4.7.10.5 Resumen e interpretación de la Formación Plancharumi: La Formación Plancharumi tiene una edad del Oligoceno Tardío.

La presencia de areniscas bien estratificadas, limolitas laminadas, lodolitas y tobas muy finas se interpreta como evidencia de deposición en una cuenca lacustre o fluvio-lacustre. Fueron erupcionados y depositados grandes volúmenes de productos riolíticos dentro de la cuenca. Estos incluyen depósitos piroclásticos pumíceos, tobas de caída de aire y lavas y brechas de riolita. Gran parte del material volcanoclástico fue retrabajado y redepositado por procesos de flujo en masa.

Tabla 9. Análisis químicos de obsidianas de la Formación Plancharumi

Muestra	**PND-1436**	**PND-1616**
SiO_2	75.79	70.39
TiO_2	0.22	0.24
Al_2O_3	13.29	13.38
Fe_2O_3	1.53	2.47
MnO	0.04	0.08
MgO	<0.01	0.18
CaO	1.32	1.96
Na_2O	3.12	2.71
K_2O	3.90	3.48
P_2O_5	0.04	0.04
LOI	0.93	5.08
TOTAL	**100.18**	**100.01**
Ba	913	874
Ce	27	37
Co	<5	<5
Cr	<4	4
Cs	<2	2
Hf	9	10
La	21	20
Nb	10	9
Nd	20	26
Ni	5	4
Rb	110	156
Sc	5	12
Sm	8	<3
Sr	129	172
Ta	<2	<2
Th	3	1
U	2	4
V	<5	9
Y	30	33
Zr	226	232

La naturaleza vesicular de algunas de las tobas de flujo de ceniza indica que las cenizas estaban húmedas en el momento de la erupción o deposición. La presencia de lapilli de acreción dentro de las tobas más finas indica deposición a partir de columnas de erupción subaéreas o nubes de ceniza (asociadas con flujos piroclásticos) y también sugiere condiciones relativamente húmedas en el momento de la erupción. La toba de flujo de ceniza (rojo-marrón) no soldada y vesicular cerca de la cima del escarpe de Plancharumi estaba claramente húmeda al momento de su deposición, y su textura vitroclástica muy fina es una buena evidencia de una erupción fuertemente explosiva. La presencia de tobas muy finas interestratificadas con rocas de pómez gruesa también indica probablemente una actividad explosiva fuerte. La presencia de abundante pómez, junto con la evidencia de que el agua estuvo involucrada en erupciones fuertemente explosivas, sugiere que gran parte de la actividad fue hidrovolcánica, y posiblemente de estilo freato-pliniano. La estratificación cruzada a gran escala dentro de algunas de las tobas de pómez y lapillitas podría ser el resultado de *base-surges*, que están típicamente asociadas con actividad hidrovolcánica.

En resumen, la Formación Plancharumi se interpreta como acumulada dentro de un ambiente lacustre o fluvio-lacustre en el cual fueron erupcionados flujos de pómez y flujos de ceniza riolíticos. La interacción con el agua parece haber resultado en una actividad freatomagmática fuertemente explosiva, produciendo tobas muy finas y, flujos de ceniza y caídas de ceniza húmedos, posiblemente acompañados por actividad de *base-surge*.

Las riolitas fueron extruidas (y posiblemente intruidas) en estos depósitos. La ausencia de lavas riolíticas en el área de Soldados-Plancharumi y su presencia más al oeste se toma como indicativo de que existió un centro eruptivo en el área de Pimo. La orientación del bandeamiento de flujo dentro de las riolitas sugiere que sus relaciones de dimensiones no eran altas, y que los flujos eran probablemente más similares a *coulées* en forma. Sin embargo, la presencia, en toda la Formación, de autobrechas riolíticas de grano grueso y brechas de flujos de escombros compuestas de clastos de lava con bandeamiento de flujo, sugiere que también se pudieron haber extruido flujos o domos con flancos empinados.

4.7.11 Formación Jubones (M_{Sj})

La Formación Jubones está compuesta por una única toba de flujo de ceniza riolítica, de gran volumen y rica en cristales, que aflora a lo largo del margen extremo sur del área, en el páramo al sur y sureste de Pimo [6830-96700].

Aunque el afloramiento está restringido dentro del área cartografiada, la Formación es muy extensa en el área del mapa adyacente al sur (BGS-CODIGEM, 1998c). Aquí ha sido examinada en detalle por Pratt et al. (1997), quienes definen la sección tipo a lo largo de la carretera al este del Río Minas [6805-96320].

4.7.11.1 Relaciones estratigráficas y edad de la Formación Jubones: Dentro del área cartografiada, la Formación Jubones descansa en discordancia angular sobre la Formación Plancharumi y rocas indiferenciadas más antiguas del Grupo Saraguro. Está cubierta en fuerte discordancia por lavas y brechas andesíticas de la Formación Quimsacocha.

Se han obtenido dos dataciones radiométricas de la Formación Jubones en el área al sur del estudio actual. Pratt et al. (1997) reportan una edad K/Ar de 22.76 ± 0.97 Ma de la Formación cerca de Santa Isabel, y se ha obtenido una edad por el método de trazas de fisión de zircón de 23.0 ± 2.2 Ma de las tobas cerca de Oña (Hungerbühler, en preparación). Estas dataciones indican que la Formación Jubones tiene una edad del Mioceno basal.

4.7.11.2 Descripción de la Formación Jubones dentro del área: Los mejores afloramientos de la formación dentro del área cartografiada se encuentran en la colina inmediatamente al sureste de Pimo alrededor de [6840-96690], y a lo largo del camino que lleva al suroeste desde Pimo hasta la cresta del Cerro Cascajo. Aquí, la Formación consiste en una toba de flujo de ceniza riolítica masiva, con juntas columnares, de aproximadamente 200 m de potencia. Es muy rica en cristales gruesos de feldespato, cuarzo y biotita, y contiene fiamme aplanado que confieren una textura eutaxítica fuerte a la roca. Los cristales representan hasta el 50% del volumen de la roca y están soportados dentro de una matriz vítrea de color marrón pálido a beige, que está fuertemente soldada.

4.7.11.3 Resumen y discusión de la Formación Jubones: La Formación Jubones consiste en una toba de flujo de ceniza riolítica muy rica en cristales y de edad Mioceno basal. Se puede inferir poco sobre la Formación dentro del área cartografiada debido a su distribución restringida y exposición deficiente.

Según los estudios de Pratt et al. (1997), la Formación aflora en un área de 2700 km^2 y alcanza una potencia de al menos 500 m en la región al sur. Pratt et al. estiman un volumen mínimo de 350 km^3 para la toba, lo que probablemente representa una única erupción piroclástica importante, la cual habría dado lugar a la formación de una gran caldera. Las variaciones en las facies y la potencia indican que la caldera fuente probablemente estaba centrada aproximadamente 20 km al sur del área cartografiada, en las proximidades de la sección tipo del Río Minas.

4.7.12 Unidad Puñay (O?M?$_{Spñ}$)

La Unidad Puñay está compuesta por lavas andesíticas con anfíbol, brechas, areniscas volcánicas y limolitas, que incluyen capas rojas. La unidad aflora en un cinturón con dirección NE entre Chanchán [7284-97496] y Javín [7024-97269] y recibe su nombre de la prominente montaña del Cerro Puñay [7258-97426], situada en la parte central del cinturón.

La unidad está formada por varias secuencias rocosas. A la escala del estudio, no fue posible mapearlas por separado con cierto grado de confianza debido a las complejidades estructurales combinadas en algunas áreas con una exposición deficiente. Sin embargo, las secuencias comparten una serie de características comunes que justifican su inclusión en la misma unidad. Éstas incluyen continuidad de afloramiento, similitudes en composición y mineralogía entre las rocas clásticas y las lavas de la unidad, y la presencia de capas rojas.

4.7.12.1 Relaciones estratigráficas y edad de la Unidad Puñay: La Unidad Puñay es la unidad litoestratigráfica menos comprendida del área en términos de su posición estratigráfica. Esto se debe en parte a que las relaciones de contacto con otras unidades no están claras debido a la mala exposición y complejidades estructurales, así como a la falta de dataciones radiométricas obtenidas de la unidad.

La unidad descansa sobre, y está fallada contra la Formación Ocaña. Los patrones de afloramiento representados en el mapa también implican que la Unidad Puñay descansa en inconformidad sobre la Unidad Tomebamba y la Formación Chanlud, aunque no se han observado contactos reales con estas unidades. Las rocas de la unidad están plegadas a lo largo de ejes con dirección NE y están cubiertas en inconformidad por estratos subhorizontales de las Formaciones Turi y Cisarán. Estas relaciones indican que la edad de la Unidad Puñay se sitúa en algún punto entre el Oligoceno Temprano y el Mioceno Tardío.

Se atribuyeron dos dataciones K/Ar de 21.0 ± 1.0 Ma y 27 ± 0.9 Ma a la Unidad Puñay en la descripción del mapa geológico publicado que acompaña a este informe (BGS-CODIGEM, 1998b). Estas dataciones fueron obtenidas por Egüez et al. (1992) de rocas originalmente asignadas a la Formación Alausí, un término estratigráfico no utilizado en el presente trabajo. Posteriormente, se reconoció que se cometió un error en el mapa y que las dataciones pueden no pertenecer necesariamente a la Unidad Puñay. Las rocas datadas se encuentran en un outlier aislado limitado por fallas al norte de la Unidad Puñay, y fueron representadas en el mapa como Grupo Saraguro indiferenciado. Sin embargo, son muy similares a las rocas de la Unidad Puñay (compuestas por lavas andesíticas, areniscas volcánicas y limolitas rojas y moradas) y se encuentran en una posición estructural análoga. Por lo tanto, podrían correlacionarse con la Unidad Puñay, aunque en ausencia de relaciones de contacto, tal correlación debe mantenerse enigmática. Si la correlación de la Unidad Puñay con el (datado) outlier del Grupo Saraguro indiferenciado al norte es válida, entonces la unidad probablemente es del Oligoceno Tardío o del Mioceno Temprano.

Alternativamente, la Unidad Puñay podría no formar parte del Grupo Saraguro y podría ser más joven. Los sedimentos de la unidad son muy similares en carácter a los del Grupo Ayancay del Mioceno de la cuenca de Cuenca (Sección 4.8). Al reconsiderarlo, y en ausencia de dataciones radiométricas, se prefiere esta correlación y no la representada en el mapa publicado.

4.7.12.2 Rocas volcanoclásticas de la Unidad Puñay al noreste de Huigra: Rocas volcanoclásticas andesíticas afloran en el noreste de la unidad. Éstas están expuestas en una sección a lo largo de la línea férrea en el valle de Chanchán entre Huigra [7247-97475] y Chanchán [7285-97496]. Consisten en areniscas volcánicas de color verde-gris y rojo-púrpura, con estratos de espesor medio a grueso y brechas andesíticas con estratos delgados de limolita roja-púrpura. Las areniscas son feldespáticas y también contienen hornblenda. Son mal clasificadas, de grano medio a grueso, e incluyen capas gradadas y capas masivas con clastos angulares soportados por matriz y pebbles redondeados de andesita, así como clastos de limolita desgarrados. Brechas de flujo de escombros andesíticos y areniscas que contienen grandes fragmentos de madera carbonizada ocurren inmediatamente al este de Chanchán. Las rocas de esta sección se interpretan como turbiditas de alta densidad y brechas de flujo de escombros derivadas de una fuente volcánica andesítica.

La carretera de Chanchán a Penipales [7300-97530] expone rocas similares. Areniscas y limolitas volcánicas turbidíticas de estratos delgados a medianos afloran en la carretera en [7283-97502], y areniscas masivas volcánicas con pebbles en [7285-97510]. Éstas últimas muestran evidencia de slumping y emplazamiento por flujo de masa, y contienen clastos de andesita y grandes fragmentos de madera preservados como carbón duro y brillante. También se reporta que el carbón ha sido extraído en las cercanías, en la zona de Sibambe.

4.7.12.3 Rocas volcanoclásticas y lavas en el área de Cerro Puñay-General Morales: Lavas andesíticas, brechas y areniscas volcánicas afloran en la parte central del cinturón de la Unidad Puñay. Éstas parecen suprayacer a los sedimentos del área Huigra-Chanchán (descritos en la sección anterior).

En el terreno al norte de General Morales [7200-97341], la unidad aflora en un gran sinclinal con dirección NE cuyo eje pasa por El Tocte [7180-97390]. Las rocas del flanco sureste de esta estructura dan lugar a una serie bien destacada de escarpes y pendientes. Se examinaron secciones a través de estas rocas a lo largo de la carretera entre General Morales y Hierba Buena [7175-97362], y a lo largo del sendero entre Llagos [7240-97390] y el puente sobre el río Angas [7179-97416]. Las rocas en esta área consisten principalmente en areniscas y microbrechas volcánicas bien estratificadas de color verde caqui a marrón pálido, de grano medio a grueso, con delgadas intercalaciones de limolita de color rosa a rojo. Las areniscas están mal clasificadas, son feldespáticas y ricas en hornblenda. Exhiben estratificación gradada, estratificación plana, estratificación cruzada de ángulo bajo y laminación cruzada ondulada, y se interpretan como turbiditas proximales (T_{a-d}) derivadas de una fuente andesítica. Se observó madera silicificada en la base de una arenisca masiva en [7174-97365]. En la parte occidental de la sección Llagos-Río Angas, estos sedimentos pasan a una secuencia masiva de lavas y brechas de andesita con hornblenda.

En Cerro Puñay, la sucesión buza uniformemente hacia el suroeste a unos 45° y tiene una potencia de aproximadamente 3000 m. Aquí, y en la sección de la carretera al oeste de Huigra [7245-97470], consiste en una secuencia monótona de lavas y brechas de andesita hornbléndica con tobas y areniscas volcánicas subordinadas.

4.7.12.4 La Unidad Puñay entre Javín y Chontamarca: En el suroeste, la Unidad Puñay está compuesta por limolitas, lodolitas, areniscas volcánicas, tobas, brechas y conglomerados, con raras lavas andesíticas. Estas parecen estar por debajo de las lavas y rocas volcanoclásticas de grano más grueso del área General Morales-Cerro Puñay al noreste (descritas en la sección anterior). Han sido examinadas en secciones a lo largo de la carretera entre Javín y San Antonio de Gualleturo, y a lo largo de la carretera principal entre Javín y Chontamarca.

La carretera entre Javín [7017-97267] y San Antonio de Gualleturo expone limolitas lodolitas y areniscas volcánicas moradas y rojas, con estratos de conglomerado de flujo de masa y brechas de composición andesítica. La secuencia está fuertemente plegada a lo largo de ejes con dirección NE y, en el lado norte del Río Cañar, está intensamente cizallada. Este cizallamiento es asociado con fallas ramificadas del Sistema de Fallas Bulubulu. Donde está menos deformada, la secuencia está bien estratificada. Las areniscas volcánicas están sucias y mal clasificadas, e incluyen flujos de escombros masivos con pebbles soportados por matriz y clastos angulares de andesita con hornblenda.

4.7.12.5 Resumen y discusión de la Unidad Puñay: La Unidad Puñay descansa sobre, y está fallada contra la Formación Ocaña, y parece descansar en inconformidad sobre la Unidad Tomebamba y la Formación Chanlud. Las rocas de la unidad están plegadas a lo largo de ejes con dirección NE y están cubiertas en inconformidad por estratos subhorizontales de las Formaciones Turi y Cisarán. La edad de la unidad es desconocida, pero por analogía con rocas similares más al norte, que han sido datadas radiométricamente, podría ser del Oligoceno Tardío o del Mioceno Temprano. Alternativamente, podría ser correlativa con el Grupo Ayancay del Mioceno Temprano a Medio.

Las partes inferiores de la unidad están expuestas en el noreste y suroeste y consisten en limolitas, areniscas y brechas verdes y rojo púrpura, que muestran evidencia de deposición por flujo de masa. Éstas pasan a una secuencia gruesa y monótona de brechas, areniscas y lavas de andesita hornbléndica en el área de Cerro Puñay.

La unidad tiene una potencia superior a 3 km y parece haberse acumulado rápidamente en una cuenca cercana a una fuente andesítica. La ubicación de esta potente secuencia, yuxtapuesta contra una falla ramificada de la falla Bulubulu, podría indicar deposición dentro de una cuenca pull-apart, formada en respuesta a movimientos de rumbo lo largo del sistema de fallas.

4.7.13 Grupo Saraguro indiferenciado (E-M$_S$)

En el mapa se han designado dos áreas como Grupo Saraguro indiferenciado. Éstas incluyen un pequeño inlier fallado en el norte y un área más grande alrededor de Chaucha en el suroeste.

4.7.13.1 Grupo Saraguro indiferenciado en el norte del área: Un pequeño inlier fallado de limolitas, areniscas volcánicas rojas y moradas y, lavas de andesita se encuentra en el norte del área, en las cercanías de Gauhín Grande [7295-97678]. Está fallado contra las unidades Pallatanga y Yunguilla y está cubierto en inconformidad por la Formación Cisarán.

Estas rocas afloran en la carretera entre Alausí y San Francisco de Multitud, entre [7283-97620] y [7285-97649]. Egüez et al. (1992) las incluyeron originalmente en la Unidad Alausí, un término no utilizado en el presente estudio, y obtuvieron dos dataciones de K/Ar de 21 ± 1.0 Ma y 27 ± 0.9 Ma, supuestamente de una lava de andesita.

Aunque estas rocas están designadas como Grupo Saraguro indiferenciado en el mapa publicado, probablemente sean equivalentes a la Unidad Puñay, que aflora en una posición estructural similar hacia el sur (Sección 4.7.12). Como se discute en la Sección 4.7.12.1, la Unidad Puñay podría ser más joven que el Grupo Saraguro y posiblemente correlativa del Grupo Ayancay (Sección 4.8).

4.7.13.2 Grupo Saraguro indiferenciado en el área de Chaucha: La mayor área del Grupo Saraguro indiferenciado se encuentra en el suroeste, alrededor de Chaucha. Estas rocas solo han sido examinadas a lo largo de la carretera entre Angas y Chaucha, y en el río Chaucha entre Chaucha y La Iberia. En ambas secciones, consisten en rocas volcánicas ácidas que han sido corneanizadas y alteradas hidrotermalmente por el batolito de Chaucha.

La sección más instructiva se observa a lo largo de la carretera entre Chaucha y Angas. Rocas finamente bandeadas de color verde-gris afloran en la carretera cerca del margen de intrusión en Chaucha, por ejemplo, alrededor de [6792-96790]. Trabajos previos las clasificaron como rocas metamórficas, pero en sección delgada son claramente identificables como lavas dacíticas o riodacíticas microporfiríticas con bandas de flujo. Entre esta localidad y la Quebrada Jérez [6821-96806], los estratos buzan hacia el noroeste y consisten en tobas de flujo de ceniza dacíticas ricas en cristales, brechas de flujo de masa y areniscas volcánicas con estratos delgados de limolita tobácea blanca. Las brechas de flujo de masa contienen clastos de limolita, lodolita y litologías volcánicas, soportadas en matrices de areniscas tobáceas.

En el lado sureste de la Quebrada Jérez, la sección de la carretera pasa a través de rocas riolíticas. Entre la quebrada y el notable giro en Loma Chilchiloma [6815-96782], éstas consisten en lavas de riolita intensamente bandeadas por flujo y tobas de flujo de ceniza riolíticas soldadas con fuertes texturas eutaxíticas, que contienen cristales de cuarzo, feldespato y trazas de biotita. Desde el giro en la carretera hacia el este hasta [6842-96780], la sección está compuesta por tobas riolíticas y riodacíticas, lavas y brechas con intercalaciones de areniscas volcánicas retrabajadas. Las lavas están bandeadas por flujo y exhiben recristalización esferulítica. Las brechas incluyen brechas de flujo de masa mal estratificadas que contienen clastos raros de obsidiana.

Entre [6842-96780] y Angas, la secuencia tiene menor exposición y está alterada hidrotermalmente. Consiste principalmente en tobas cristalinas más andesíticas y dacíticas, con brechas de flujo de masa y estratos delgados de arenisca tobácea.

Aunque se ha mapeado como Grupo Saraguro indiferenciado, las rocas riolíticas cerca de Chaucha son muy similares a las de la Unidad Chulo del área de Cajas al norte. De manera similar, las tobas intermedias andesíticas y dacíticas cerca de Angas también se asemejan a las tobas dentro de la Unidad Filo Cajas. Los estratos de la sección de la carretera Angas-Chaucha están plegados y buzan generalmente hacia el noroeste, y están cubiertos en inconformidad por unidades subhorizontales más jóvenes, como la Formación Río Blanco y la Formación Soldados. En este aspecto, también se asemejan a la Unidad Chulo y la Unidad Filo Cajas.

Con base en la evidencia disponible, se concluye que el Grupo Saraguro indiferenciado en el área de Chaucha probablemente es equivalente a la Unidad Chulo y posiblemente a la Unidad Filo Cajas, que son del Eoceno.

4.8 Grupo Ayancay (M_A)

El Grupo Ayancay forma parte de la secuencia sedimentaria de la cuenca de Cuenca situada a lo largo del margen oriental del área mapeada.

El término Grupo Ayancay fue utilizado por primera vez por un proyecto del Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo (UNDP) que llevó a cabo una evaluación de los depósitos de carbón de la cuenca de Cuenca (UNDP, 1969).

Dentro de la cuenca de Cuenca, el grupo consta de las Formaciones Santa Rosa y Mangán (Bristow y Hoffstetter, 1977; Bristow y Parodiz, 1982). Éstas son de origen fluvial y están compuestas predominantemente por una secuencia alternante de areniscas, lodolitas y limolitas verdes y rojas, con raras tobas, estratos de carbón y conglomerados.

El Grupo Ayancay descansa en inconformidad sobre el Grupo Saraguro y está cubierto por la Formación Turi. La deposición del Grupo Ayancay comenzó algún tiempo después de 18 Ma y finalizó alrededor de 10 Ma (Hungerbühler, 1997).

4.9 Formación Turi (M_T)

La Formación Turi fue definida por Erazo (1957) y consiste principalmente en rocas sedimentarias fluviales que están confinadas a la cuenca de Cuenca y sus extensiones.

Las rocas de la Formación no han sido estudiadas en detalle en el presente estudio porque están principalmente fuera del área mapeada. Para descripciones detalladas, el lector puede consultar Bristow y Parodiz (1982) y Steinmann (1997b).

Dentro del área mapeada, la Formación aflora al suroeste de Turi [7215-96768], cerca de Cuenca, y en el terreno entre Cañar y Suscal.

En el área Cuenca-Turi, las rocas de la formación tienen al menos 300 m de potencia. Consisten principalmente en conglomerados y brecha-conglomerados de grano grueso, horizontalmente estratificados y mal litificados, de composición andesítica, con intercalaciones de areniscas y limolitas tobáceas de color pálido.

En el área Cañar-Suscal, la Formación consiste en conglomerados y brecha-conglomerados subhorizontales a ligeramente inclinados, y limolitas, areniscas, tobas y diatomitas mal consolidadas y de color pálido.

La Formación Turi descansa en inconformidad sobre el Grupo Saraguro y está cubierta por la Formación Quimsacocha. Anteriormente se consideraba que era de edad Plioceno (Bristow y Parodiz, 1982), pero nuevas dataciones de trazas de fisión indican una edad del Mioceno Tardío de 8-9 Ma (Hungerbühler y Steinmann, 1996; Steinmann, 1997b).

4.10 Formación Turupamba (M_{Tu})

La Formación Turupamba se encuentra en dos áreas muy pequeñas en el extremo margen meridional del mapa en [6895-96684] y [6826-96684].

La Formación fue definida por Pratt et al. (1997) a partir del área del mapa geológico adyacente al sur. Aquí consiste en tobas de pómez y lapilli dacíticas a riolíticas y tufitas con cristales de cuarzo y fragmentos de carbón. Según Pratt et al. (op. cit.), suprayace a la Formación Turi y parece estar cubierta por la Formación Quimsacocha.

4.11 Formación Quimsacocha (M_Q)

La Formación Quimsacocha aflora a lo largo del margen sur del área mapeada, en un cinturón de aproximadamente 4-5 km al sur y sureste de Soldados. Se extiende hacia el sur en el área del mapa geológico adyacente, desde donde Pratt et al. (1997) nombraron la Formación en honor al edificio volcánico erosionado de Quimsacocha.

La Formación Quimsacocha consiste en una acumulación de lavas y brechas de andesita que buzan radialmente alejándose del borde de la caldera de Quimsacocha. Las rocas expuestas dentro del área mapeada representan los flancos septentrionales más externos del edificio. Aquí son lavas y brechas microporfiríticas frescas, de color verde oscuro-gris, que contienen microfenocristales de plagioclasa y abundantes y distintivos fenocristales aciculares de anfíbol que exhiben alineación de flujo.

La Formación descansa en discordancia angular sobre las Formaciones Plancharumi y Jubones del Grupo Saraguro. La relación exacta de edad con la Formación Turi dentro del área mapeada no está clara. Según la evidencia topográfica, parece que suprayace a la Formación Turi. Pratt et al. (op. cit.) también afirman que en el sur y el este la Formación Quimsacocha cubre a la Formación Turi. La Formación parece estar cubierta por tobas profundamente meteorizadas de la Formación Tarqui al noreste, lo que concuerda con la observación de Pratt et al. (op. cit.) en los flancos orientales del edificio de Quimsacocha. La Formación Turi ha proporcionado dataciones de trazas de fisión del Mioceno Tardío (Steinmann, 1997b) y la Formación Tarqui es equivalente a la Formación Tambo Viejo, que tiene una edad Mioceno más Superior (6.3 ± 1.0 Ma) (Hungerbühler y Steinmann, 1996). Si las relaciones de contacto descritas anteriormente son correctas, entonces la Formación Quimsacocha debe ser de edad Mioceno Tardío.

4.12 Formación Tarqui (M_{Tq})

La Formación Tarqui se conserva en los interfluvios al suroeste de Cuenca, donde cubre las Formaciones Turi y Quimsacocha.

Está compuesta por tobas ácidas caolinizadas, de color blanco y rojo, altamente meteorizadas y poco consolidadas. Una característica distintiva de estas tobas es la presencia de abundantes cristales euhédricos bipiramidales de cuarzo, que se erosionan del depósito y se concentran en pequeños bolsillos residuales en la superficie.

Las tobas de la Formación están bien expuestas en el tramo de la carretera entre Sunsun [7154-96742] y [7086-96714]. Debido a la intensa meteorización, es difícil reconocer la naturaleza original de los depósitos. Estos incluyen tobas estratificadas y masivas que contienen restos de lapilli de pómez. Basado en el análisis de un número limitado de afloramientos, se concluye que los depósitos probablemente incluyen tobas de caída aérea, así como tobas de flujo de ceniza de lapilli de pómez. Cerca de Sunsun también hay evidencia de retrabajamiento con canales transversales dentro de las tobas rellenadas con conglomerado.

Hungerbühler y Steinmann (1996) equipararon estos depósitos más jóvenes en la cuenca de Cuenca con la Formación Tambo Viejo de la cuenca de Nabón, que, según las dataciones de trazas de fisión de zircón, se asigna al Mioceno mucho más Tardío (6.3 ± 1.0 Ma).

Se ha sugerido que la caldera de Quimsacocha podría haber actuado como fuente para algunas de las tobas de la Formación Tarqui (Pérez, 1990). Aunque esta hipótesis no puede ser refutada con base en la evidencia actualmente disponible, parece poco probable por razones composicionales. Las tobas de Tarqui parecen ser muy ácidas, mientras que las rocas del edificio volcánico de Quimsacocha parecen ser casi completamente andesíticas, con excepción de un stock intrusivo de alto nivel de dacita de biotita en el borde occidental de la caldera. Se han mapeado rocas riolíticas dentro de la caldera de Quimsacocha, aunque en el momento del estudio hubo algo de debate sobre si estas eran en realidad zonas de silicificación. Los estudios de alteración subsiguientes basados en núcleos de perforación apoyan la noción de que las rocas silíceas de la caldera son andesitas silicificadas. Por lo tanto, en ausencia de rocas ácidas (con fenocristales bipiramidales distintivos de cuarzo) en Quimsacocha, se considera improbable que las tobas de la Formación Tarqui hayan sido erupcionadas desde ese centro volcánico.

4.13 Formación Cisarán (M_{Cn})

La Formación Cisarán aflora en el noreste del área, desde donde se extiende al este hacia la Cordillera Real y hacia el norte en el área del mapa adyacente.

La Formación está expuesta a lo largo de la carretera Panamericana entre Zhud y Tixán, y en las elevaciones al este, de donde toma su nombre del monte más alto, Cerro Cisarán (Lámina 18). Aquí tiene una potencia de aproximadamente 2500 m y está compuesta esencialmente por tres unidades subhorizontales. Éstas incluyen una secuencia basal de lavas intermedias, que están cubiertas por rocas sedimentarias volcanoclásticas de grano grueso con intercalaciones de lava, que a su vez están cubiertas por más lavas intermedias que cubren todas las montañas altas del área.

4.13.1 Relaciones estratigráficas y edad de la Formación Cisarán

Las lavas en la parte inferior de la Formación fueron originalmente mapeadas por Sosa y Longo como parte de la Formación Alausí, que se presumía de edad Paleógeno (DGGM, 1975). Posteriormente, Kennerley (1980) las correlacionó con la Formación Saraguro (*sic.*) de edad asumida Oligoceno. Más tarde, Egüez et al. (1992) asignaron las rocas de la unidad en el área de Alausí y más al oeste a la Unidad Alausí, de edad Mioceno a posiblemente Plioceno.

La Formación Cisarán, tal como se define aquí, descansa en inconformidad sobre esquistos y filitas en el área de Guasuntos-Achupallas. También descansa sobre sedimentos cizallados de la Unidad Yunguilla y basaltos de la Unidad Pallatanga en el extremo norte del área del mapa. Cerca de Chunchi, la Formación descansa en inconformidad sobre rocas volcánicas plegadas de la Unidad Puñay, y más al sur, alrededor de Zhud y Juncal, descansa sobre los sedimentos de la Formación Turi. La naturaleza del contacto entre la Formación Cisarán y la Formación Turi subyacente es incierta. Steinmann (comunicación personal, 1997) creía que en el área de Juncal-Cañar hay un cambio en la inclinación de la estratificación entre las dos unidades, lo que implicaría la presencia de una discordancia angular. Sin embargo, en términos de litología, los sedimentos de las dos Formaciones son similares.

En la esquina noreste del área mapeada, la Formación Cisarán está cubierta por sedimentos lacustres volcanoclásticos pumíceos de la Formación Palmira del Cuaternario.

Loma Ayurco

Brechas andesíticas con tobas meteorizadas

Lavas andesíticas

Depósitos de pómez rosa pálido con bloques de andesita con juntas prismáticas y clastos de escoria

Lavas andesíticas

Brechas líticas con clastos de escoria roja y bloques de andesita con juntas prismáticas

Flaco occidental Cerro Cisarán

Lavas andesítico-dacíticas (300 m)

Secuencia granocreciente ascendente de brechas líticas de grano muy grueso de composición andesítica. Intercalaciones de lava cerca de la base y el tope (600 m)

Areniscas pumíceas y tobáceas blancas mal consolidadas, tobas y brechas de flujo de masa mal clasificadas

Lavas andesíticas y brechas (lavas inferiores)

Cerro Callana Pucará

Lavas andesítico-dacíticas (50 m)

Brechas andesíticas de flujo de detritos Matriz blanca poco consolidada (80 m)

Lava andesítica-dacítica (50 m)

Brechas andesíticas granocreciente ascendente, mal clasificadas. Polimícticas con clastos aglutinados de escoria roja y bloques con juntas prismáticas. Estratos delgados de areniscas (200 m)

Estratos blancos de areniscas, cenizas, lodolitas, diatomitas, conglomerados y brechas (50-60 m)

Depósitos pumíceos blancos de flujo de masa de composición ácida (30 m)

Depósitos de flujo de detritos blancos, poco consolidados, con clastos líticos de andesita y pómez. Lentes de conglomerado (150 m)

Esquistos negros con diques de andesita

Figura 19. Secciones a través de la Formación Cisarán (sin escala vertical)

Una edad por trazas de fisión de 6.8 ± 0.8 Ma se ha obtenido de sedimentos tobáceos en la parte baja de la secuencia entre Zhud y Juncal (Steinmann, comunicación personal, 1997). Otra edad por trazas de fisión de 6.9 ± 0.7 Ma se obtuvo de lavas cerca de la base de la Formación en el extremo norte del área cerca de Pallatanga. Además, una datación K/Ar de 7.15 ± 0.38 Ma se obtuvo de una lava intercalada en las rocas volcanoclásticas en las laderas noroeste del Cerro Cisarán. Estas dataciones indican una edad del Mioceno Tardío para la Formación.

En el mapa geológico publicado, las rocas de la Formación Cisarán se han dividido en tres amplias unidades. En la siguiente descripción, se hace referencia a estas de manera informal como: Lavas superiores, Rocas volcanoclásticas y Lavas inferiores

4.13.2 Lavas inferiores de la Formación Cisarán

Las rocas expuestas más bajas de la Formación son lavas y brechas subordinadas de composición intermedia. Éstas están bien expuestas a lo largo de la carretera Panamericana entre Compud y Alausí, y a lo largo de la línea férrea al noreste y suroeste de la Nariz del Diablo [7370-97525].

Las lavas inferiores de la Formación alcanzan su desarrollo más potente, de entre 600 y 700 m, en el área entre Alausí y Chunchi [7315-9747]. Parecen acuñarse en el área al suroeste de Compud Viejo [7295-97405], donde las rocas volcanoclásticas suprayacentes de la Formación descansan directamente sobre sedimentos de la Formación Turi sin lavas intercaladas.

Las rocas expuestas a lo largo de la carretera consisten principalmente en lavas microporfiríticas de color gris pálido a oscuro, con cantidades menores de brecha. Las lavas tienen formas transversales tabulares y lenticulares. Son de grano fino hasta casi vítreas y contienen microfenocristales de plagioclasa, anfíbol y clinopiroxeno, aunque algunas carecen de anfíbol y contienen microfenocristales de ortopiroxeno pleocroico (hiperstena). No se han obtenido análisis de estas lavas, pero por analogía con lavas similares del tope de la Formación que han sido analizadas (Tabla 10), se asume que son de composición andesita de alta sílice y dacita básica.

También se examinó un tramo a lo largo de un recorrido que se extiende desde la carretera Panamericana a través del asentamiento de Tolte [7361-97514] hasta la estación ferroviaria en Nariz del Diablo [7362-97522], y desde allí hacia el suroeste a lo largo de la línea férrea hasta la estación en Chanchán. Entre Tolte y Nariz del Diablo hay algunos afloramientos de lava andesítica gris. En el fondo del valle alrededor de la estación de Nariz del Diablo, están expuestas lavas y brechas de andesita hornbléndica de color gris pálido-verde y caqui, meteorizadas. Las brechas solo son evidentes tras un análisis detallado y están compuestas por clastos angulares a subangulares de lava andesítica con bordes difusos, en una matriz de apariencia similar. Éstas se interpretan como brechas autoclásticas, aunque algunas pueden representar productos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas. Al avanzar hacia el suroeste a lo largo de la línea férrea, están expuestas andesitas de hornblenda y brechas. Las andesitas en esta parte del tramo parecen ser stocks y mantos en lugar de lavas.



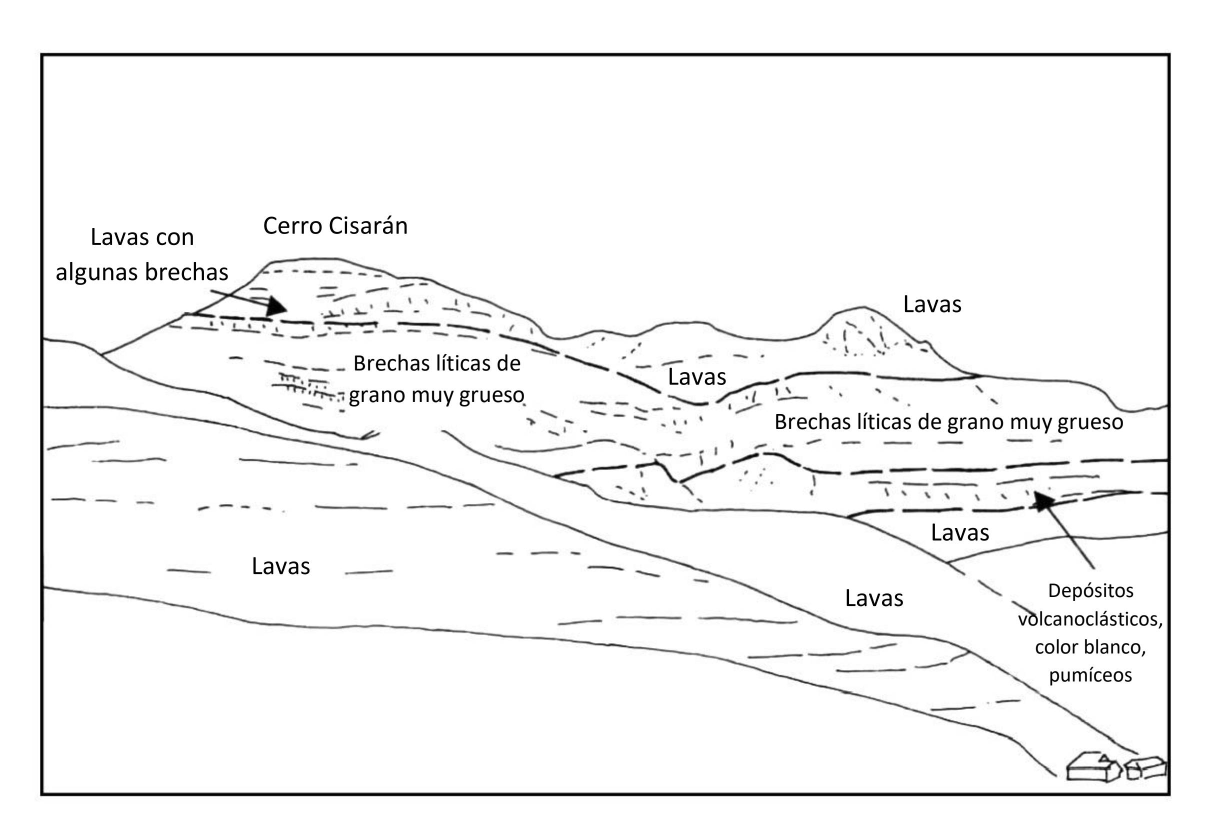


Lámina 18. Cerro Cisarán visto desde la carretera Panamericana cerca de Alausí, mirando hacia el sur. La montaña está compuesta principalmente por rocas volcanoclásticas estratificadas horizontalmente, cubiertas por lavas de composición andesítica a dacítica

Los restos de un domo de riolita se encuentran en Loma Llallarán [7406-97585], situada a poca distancia al norte de Alausí. Las secciones en el lado occidental de la colina (por encima de la línea férrea) indican que el cuerpo de riolita corta las lavas de andesita de la Formación y las ha alterado hidrotermalmente. La cima de la colina tiene la forma de un domo, cuyo flanco oriental está cortado por la carretera Panamericana, que expone riolitas intensamente bandeadas por flujo, plegadas por flujo y autobrechadas [7413-97585]. Las brechas son típicas de las autobrechas que se desarrollan en los flancos de los domos de riolita, y se consideran evidencia de que a este nivel estructural el domo era extrusivo. Por lo tanto, se considera que el domo fue parcialmente intrusivo y parcialmente extrusivo dentro de la Formación Cisarán.

También se encuentran lavas andesíticas en la parte inferior de la Formación cerca del margen norte del mapa. Se obtuvo una datación por trazas de fisión de zircón de 6.9 ± 0.7 Ma de una muestra (M3-946) tomada de una lava cerca de la base de la Formación en [7309-97776].

4.13.3 Rocas volcanoclásticas de la Formación Cisarán

Las lavas inferiores de la Formación están cubiertas por rocas volcanoclásticas, que en el área de Chunchi-Cerro Cisarán tienen una potencia máxima de aproximadamente 1500 m. Éstas consisten predominantemente en brechas intermedias de grano muy grueso y mal clasificadas, pero también incluyen areniscas y limolitas tobáceas, así como tobas retrabajadas y rocas piroclásticas primarias. También se intercalan lavas dentro de las rocas volcanoclásticas más superiores.

En varias áreas se observa una zona de transición entre las rocas volcanoclásticas y las lavas inferiores subyacentes. En esta zona de transición, rocas piroclásticas primarias y lavas se intercalan con rocas volcanoclásticas retrabajadas. Esto se ejemplifica con una sección de 200 m de potencia expuesta en la parte basal de la unidad volcanoclástica en Loma Ayurco [7365-97555], situada a unos 3 km al oeste de Alausí. La sección consiste en lavas y brechas de andesita hornbléndica y tobas de lapilli de pómez y lapillitas de pómez de color crema y rosa pálido, masivas y mal litificadas. Estas rocas pumíceas se interpretan como productos de flujos de pómez y flujos de ceniza (ignimbritas). Algunas de las brechas son autoclásticas, aunque otras son polimícticas y probablemente de origen epiclástico. Varias unidades de brecha masiva también contienen clastos de escoria enrojecida y bloques prismáticamente fisurados de andesita, lo que indica que estaban calientes cuando se emplazaron y posiblemente incluyeron material magmático juvenil. Estas brechas son probablemente productos de flujos de bloques y cenizas (*nuées ardentes*).

Las secciones más completas a través de las rocas volcanoclásticas están expuestas en el escarpe al este de la carretera Panamericana, donde las capas estratificadas horizontalmente forman las montañas de cumbres planas del Cerro Callana Pucurá [7460-97455] y Cerro Cisarán [7439-97432]. Aquí descansan sobre esquistos, que en el camino entre La Moya [7438-97528] y Achupallas [7484-97478] están intruidas por numerosos diques, mantos inclinados y stocks de andesita que se interpretan como alimentadores de las lavas de la Formación Cisarán.



Lámina 19. Sedimentos volcanoclásticos tobáceos y pumíceos de color blanco cremoso de la Formación Cisarán en la parte inferior del flanco occidental del Cerro Cisarán



Lámina 20. Brechas y brecha-conglomerados de grano muy grueso y mal clasificados cerca de la cumbre del Cerro Cisarán, mirando hacia el oeste. Nótese los objetos en el afloramiento para la escala

Una sección instructiva se encuentra en el flanco oriental del Cerro Callana Pucurá, entre la Escuela Nudo del Azuay [7476-97472] y la cima de la montaña (Figura 19). Esta sección consiste en aproximadamente 600 m de sedimentos tobáceos estratificados horizontalmente, de color crema, y brechas de grano grueso, con varias lavas cerca de la cima. Notablemente, no se han reconocido clastos de los esquistos subyacentes en estos sedimentos clásticos gruesos. Las rocas más bajas cerca de la escuela consisten en aproximadamente 150 m de brechas de flujo de masa, pobremente expuestas, de color blanco a crema, compuestas por clastos líticos de andesita y lapilli de pómez, soportados en una matriz tobácea. Dentro de estos depósitos se encuentran delgados *stringers* y lentes de conglomerado maduro. Aproximadamente 30 m de toba de lapilli de pómez de color blanco al meteorizarse, masivo y mal litificado afloran cerca del acueducto en [7471-97472]. Está compuesta principalmente por lapilli dacítico de pómez tubular (que constituye el 60% de la roca) y clastos líticos menores, soportados en una matriz tobácea blanca profundamente meteorizada. Se interpreta como el producto de un flujo de pómez (ignimbrita) que probablemente se depositó subacuáticamente. Esta unidad pumícea está cubierta por 50-60 m estratos mal cementados de arcillas tobáceas, limos, diatomitas, areniscas y conglomerados maduros de color crema, con intercalaciones de brecha andesítica y brecha-conglomerado de origen de flujo de escombros. Estos sedimentos de color crema están cubiertos en la mayor parte del escarpe por 200 m de brechas andesíticas crudamente estratificadas con delgadas intercalaciones de arenisca volcánica con estratificación plana y cruzada. Las brechas que se vuelven más gruesas hacia arriba y hacia la cima de la secuencia contienen bloques de andesita de más de un metro de diámetro. En la mitad inferior del escarpe, alrededor de [7467-97459], las brechas están fuertemente endurecidas y contienen clastos aglutinados de escoria andesítica enrojecida y bloques de andesita con costras enrojecidas y fisuradas radial y prismáticamente. Estas características indican que los clastos probablemente estaban calientes al ser emplazados, y las brechas se interpretan como productos de avalanchas calientes o flujos piroclásticos de bloques y cenizas. En la cima del escarpe principal, las brechas están cubiertas por una lava de andesita lateralmente extensa con aproximadamente 50 m de potencia que forma una característica prominente similar a un banco. Esto está a su vez cubierto por unos 50 m de brechas de flujo de escombros matriz-soportadas, de color crema, pobremente expuestas, que están cubiertas en la cima de la montaña por otra lava de aproximadamente 80 m de potencia.

Una secuencia volcanoclástica similar está expuesta en el escarpe en el flanco occidental del Cerro Cisarán. Aquí, sedimentos de color blanco a color beige, estratificados horizontalmente, están expuestos en acantilados en la base del escarpe alrededor de Loma Ulumpala [7434-97455]. Estos no fueron examinados, pero se asume que son iguales a los sedimentos tobáceos y pumíceos blancos, tobas y brechas, descritos en el lado este del Cerro Callana Pucará (en el párrafo anterior). En la mayor parte del escarpe, están cubiertos por aproximadamente 600 m de brechas líticas andesíticas a dacíticas, polimícticas y muy mal clasificadas, que aumentan de tamaño de grano a la parte superior y hacia la cima del escarpe contienen clastos que superan los 5 m de tamaño (Lámina 20). Varias lavas están intercaladas dentro de las brechas en la cima del escarpe y también forman una cubierta para la secuencia. El análisis indica que estas son de composición transicional de andesítica de alta sílice a dacítica muy básica. Una muestra (PND-1083) recolectada del flujo de lava más bajo en [7429-97441] ha proporcionado una edad radiométrica de K/Ar de 7.15 ± 0.38 Ma.

Al sur del Cerro Cisarán, rocas y lavas volcanoclásticas similares forman los escarpes en el área al este de la carretera Panamericana hasta el sur de Zhud [7220-97282] y Juncal [7265-97257]. Al igual que en el Cerro Cisarán, la secuencia comienza con brechas de flujo de masa, tobáceas, de color crema, mal litificadas y meteorizadas, matriz-soportadas, areniscas tobáceas, limolitas y tobas retrabajadas. Steinmann (comunicación personal, 1997) obtuvo una edad por trazas de fisión de zircón de 6.8 ± 0.8 Ma de tobas finas cerca de la base de la secuencia [7232-97252]. Estas rocas tobáceas de color pálido pasan a una secuencia que se vuelve más gruesa hacia arriba de brechas y brechas-conglomerados líticos andesíticos, mal estratificados y mal clasificados, que son generalmente de color gris. Se pueden observar buenas secciones a través de estas rocas en el área de Río Guallicanga-Loma Huahua Carshao [7275-97290], aunque las brechas de grano grueso más espectaculares están expuestas en el escarpe entre Compud Viejo [7295-97405] y la cima del Cerro Pumamaqui [7322-97352], donde alcanzan una potencia de aproximadamente 1100 m y dan lugar a una topografía columnar distintiva.

Al norte del área del Cerro Cisarán, la misma secuencia amplia de rocas volcanoclásticas está expuesta en los escarpes que rodean la meseta de Pachamama [7447-97566]. Aquí descansan sobre las lavas inferiores de la Formación y sobre esquistos del basamento. Al igual que en las otras secciones, comienzan con areniscas tobáceas, limolitas y brechas de flujo de masa de color crema a color beige, que pasan a brechas líticas andesíticas gris-oscuras y de grano grueso con lavas intercaladas cerca de la cima. Entre Guasuntos [7435-97535] y la cima de Pachamama, la secuencia volcanoclástica tiene una potencia de aproximadamente 800 m. Al avanzar al norte hacia Tixán [7446-97624], la secuencia está pobremente expuesta, pero parece adelgazar rápidamente.

Las rocas de la Formación han sido examinadas en varias secciones en el área que se extiende desde Sibambe [7347-97543] hasta el margen norte del mapa. A lo largo de esta gran extensión, la Formación consiste principalmente en una secuencia monótona de brechas líticas andesíticas de flujo de escombros y areniscas volcánicas subordinadas. Las lavas andesíticas también están intercaladas dentro de estas rocas clásticas en algunas áreas, como por ejemplo en el escarpe inmediatamente al este de Chacallo [7390-97705] y en el tramo de carretera entre Moraspamba [7368-97620] y Pampa [7335-97669]. Dentro de este sector norte, la Formación ha sido fallada y volcada, y las capas tienen buzamientos de hasta 70 grados.

4.13.4 Lavas superiores de la Formación Cisarán

Las lavas están intercaladas dentro de las rocas volcanoclásticas superiores y también las cubren formando una capa en casi todas las montañas de cumbre plana al este de la carretera Panamericana.

La potencia original de las lavas superiores es desconocida debido a la erosión. Forman una extensa capa sobre la meseta de Pachamama al este de Alausí, donde se estima que tienen un espesor de aproximadamente 150 m. En la cima del Cerro Cisarán, cuatro lavas masivas tienen un espesor total de aproximadamente 300 m.

Las lavas superiores más extensas están en el páramo al sureste del Cerro Cisarán, en la zona general entre el Cerro Coronado [7335-97364], el Cerro Estero [7322-97318] y el Cerro Carshao [7282-97305], donde tienen un espesor de aproximadamente 300 m. Se han mapeado tan al sureste como Laguna Culebrillas [7385-97325], pero se extienden aún más al este hacia la Cordillera Real.

Tabla 10. Análisis químicos de lavas de la parte superior de la Formación Cisarán

Muestra	PND-339	PND-1047	PND-1079	PND-1081
SiO_2	62.95	63.20	63.31	62.32
TiO_2	0.74	0.72	0.69	0.73
Al_2O_3	17.44	17.26	17.34	17.52
Fe_2O_3	4.90	5.14	4.94	4.86
MnO	0.06	0.07	0.07	0.07
MgO	2.04	2.32	2.13	2.06
CaO	5.48	5.43	5.29	5.92
Na_2O	4.19	3.94	4.13	4.48
K_2O	1.25	1.41	1.32	1.41
P_2O_5	0.26	0.23	0.21	0.29
LOI	0.18	0.30	0.15	0.16
TOTAL	**99.49**	**100.02**	**99.58**	**99.82**
Ba	568	745	630	670
Ce	39	27	19	38
Co	15	12	18	16
Cr	26	32	25	28
Cs	0	0	1	0
Hf	6	4	4	0
La	14	20	11	8
Nb	6	4	5	6
Nd	25	21	16	24
Ni	12	17	15	18
Rb	14	27	23	16
Sc	13	13	14	10
Sm	3	11	10	10
Sr	996	884	755	1212
Ta	0	0	0	0
Th	2	2	1	2
U	2	3	3	0
V	141	140	133	137
Y	9	17	8	7
Zr	108	111	109	117

Petrográficamente, las lavas superiores son similares a las lavas inferiores en la base de la Formación. Son rocas de grano fino, afíricas y microporfiríticas, que contienen microfenocristales de plagioclasa y cantidades variables de anfíbol o pseudomorfos de óxidos después de anfíbol. La matriz varía de vítrea a criptocristalina con texturas pilotaxíticas fuertes producidas por la alineación de flujo de listones de feldespato y microlitos. Los análisis químicos de cuatro lavas presentados en la Tabla 10 indican composiciones de andesita de alta sílice a dacita básica.

4.13.5 Resumen y discusión de la Formación Cisarán

La Formación Cisarán aflora en el noreste del área y consiste en hasta 2500 m de lavas intermedias y rocas volcanoclásticas de grano grueso de edad Mioceno Tardío.

La Formación descansa en inconformidad sobre esquistos de basamento, la Unidad Pallatanga, la Unidad Yunguilla y el Grupo Saraguro. También está sobre la Formación Turi, aunque la naturaleza del contacto es incierta y puede ser discordante. A su vez, está cubierta por la Formación Palmira del Cuaternario.

Se han mapeado tres unidades litológicas informales. La parte más antigua de la Formación consiste en lavas y brechas andesíticas a dacíticas básicas, que alcanzan una potencia de 600 a 700 m en el área de Alausí-Chunchi. Éstas están cubiertas por rocas volcanoclásticas de grano grueso de hasta 1500 m de espesor, que consisten principalmente en brechas de grano muy grueso, pero también incluyen rocas piroclásticas pumíceas e intercalaciones de lava. La parte superior de la Formación está representada por lavas andesíticas y dacíticas básicas de hasta 300 m de potencia.

Las rocas volcanoclásticas en la parte media de la Formación son principalmente epiclásticas y en general el tamaño de grano aumenta hacia arriba. Las más bajas de estas son rocas tobáceas de color crema, que incluyen tobas retrabajadas, areniscas tobáceas, limolitas, diatomitas y brechas de flujo de masa pumíceas, así como tobas primarias de flujo de ceniza de lapilli de pómez. Algunas de estas rocas se depositaron en aguas tranquilas, y la abundancia de material pumíceo y tobáceo indica actividad explosiva de una naturaleza bastante silícea en el área fuente. El volcanismo local dentro del entorno de deposición se manifiesta por intercalaciones de lava y por la presencia de brechas de flujo piroclástico de bloques y cenizas, que probablemente se formaron en los flancos de domos de lava. Los sedimentos pasan a brechas líticas de grano muy grueso a extremadamente grueso, muy mal clasificadas, y brecha-conglomerados de composición andesítica a dacítica.

Las rocas volcanoclásticas y piroclásticas de color pálido en la parte inferior de la secuencia se cree que se depositaron en un entorno fluvio-lacustre. Las brechas líticas grano-creciente hacia arriba se interpretan como productos de abanicos aluviales en progradación provenientes de un área fuente compuesta por lavas intermedias.

4.14 Depósitos cuaternarios

El aluvión (Q_A) está presente en todos los valles fluviales y forma extensas áreas a lo largo de los márgenes de la cordillera en la llanura costera y en la cuenca de Cuenca. Existen grandes abanicos aluviales (Q_{Ca}) donde los ríos principales desembocan en la llanura costera y abanicos coluviales (Q_C) en las áreas montañosas propensas a deslizamientos. Terrazas aluviales ocurren en algunos de los valles más grandes, como en el Valle de Chimbo al sur de Pallatanga.

Los depósitos volcánicos cuaternarios (Q_V) consisten principalmente en cenizas finas de caída aérea (cangagua) que cubren grandes áreas en el noreste, extendiéndose tan al sur como el área de Huigra. También se preservan depósitos de flujo de pómez dacítica o riolítica (ignimbritas) en los costados del valle cerca de Alausí. Estos depósitos masivos de pómez tienen al menos 10 m de espesor y están expuestos en varios cortes a lo largo de la carretera, como en [7390-97575] en la carretera entre Alausí y Sibambe. Sin duda, se originan en uno de los principales centros volcánicos cuaternarios en el área de Riobamba al norte. El análisis de imágenes satelitales sugiere que podrían representar el límite más meridional de una capa ignimbrítica originada en Igualata.

Sedimentos volcánicos fluvio-lacustres relativamente potentes (Q_{Vs}) ocurren en el noreste del área en ambos lados de la Carretera Panamericana entre Tixán y Palmira. Estos fueron mapeados anteriormente como la Formación Palmira (DGGM, 1975) y consisten en depósitos pumíceos mal consolidados, tobas, areniscas y diatomitas.

Depósitos lacustres jóvenes (Q_L) que incluyen arenas, conglomerados y tobas finas se encuentran cerca de Chanchán, donde el valle parece haber estado previamente represado por un gran abanico coluvial.

5. ROCAS INTRUSIVAS

Las rocas intrusivas del área solo han sido mapeadas de manera preliminar y muy pocas han sido examinadas petrográficamente. La siguiente descripción se basa, por lo tanto, en la distribución general y las características macroscópicas de las intrusiones.

Las intrusiones del área consisten principalmente en granitoides plutónicos y dioritas. Éstas muestran un patrón de distribución tosco, en el que las intrusiones granitoides se encuentran en los terrenos más bajos a lo largo de las estribaciones occidentales, mientras que las dioritas ocurren principalmente en una zona a mayores altitudes al este de los granitoides. Cuerpos menores de gabro y microgabro se encuentran dentro de las unidades Pallatanga y Macuchi. Riolitas subvolcánicas de alto nivel, diques de microdiorita y diques de andesita intruyen el Grupo Saraguro.

5.1 Intrusiones granodioríticas

La mayor intrusión aflora por varios cientos de kilómetros cuadrados en el suroeste del área. Ha sido referida informalmente como el batolito de Chaucha. Intruye rocas metamórficas, la Unidad Pallatanga, la Unidad Yunguilla, el Grupo Angamarca y el Grupo Saraguro.

El afloramiento principal ocurre en las estribaciones al sureste de Naranjal, aunque numerosos cuerpos menores intruyen los basaltos de la Unidad Pallatanga tan al sur como el área de Ponce Enríquez en el mapa geológico adyacente. A lo largo de esta área, los basaltos están corneanizados, lo que sugiere que pueden estar subyacidos por el batolito a una profundidad somera, y que los cuerpos granitoides que afloran dentro de los basaltos son apófisis. Tal conclusión está respaldada por el mapeo geológico y observaciones visuales, que indican que la zona superior del batolito es generalmente plana. Esto es evidente, por ejemplo, en el área de Chaucha, donde se puede reconocer una zona de contacto relativamente plana entre la intrusión y las rocas de caja sobreyacentes en una gran área usando los cambios en el color del suelo, siendo los suelos derivados de la intrusión de color pálido a casi blanco.

El batolito está compuesto por varias fases intrusivas diferentes. La mayor parte de la intrusión ha sido clasificada en el campo como una granodiorita de biotita y hornblenda, pero donde la intrusión ha sido estudiada en detalle en Chaucha, el tipo de roca principal se ha identificado como una tonalita (Misión Belga, 1986). En general, la intrusión consiste en una roca leucocrática, equigranular y de grano medio compuesta de plagioclasa, biotita, hornblenda y cuarzo accesorio y feldespato potásico. La biotita tiende a ser más abundante que la hornblenda.

La principal intrusión de granodiorita-tonalita está intruida en varias áreas por dioritas. Éstas se pueden observar, por ejemplo, en la carretera que se aproxima a Carmen de Pijilí y en la Cresta Cascajo sobre Chaucha. Las dioritas son rocas de grano medio a fino, equigranulares, de color gris-verde medio, compuestas principalmente de plagioclasa y anfíbol cloritizado con solo trazas de cuarzo. La exploración minera en el área de Chaucha también ha identificado varios stocks más jóvenes de “cuarzodiorita” o “pórfido de dacita” que intruyen la tonalita y se cree que están relacionadas con la mineralización porfirítica.

Se han reportado dos edades K/Ar de 9.77 ± 0.29 Ma (Müller-Kahle y Damon, 1970) y 12 ± 0.6 Ma (Snelling, 1969) para Chaucha. Dada la extensa alteración hidrotermal en el área de Chaucha, estas dataciones probablemente están relacionadas con la intrusión de dioritas en la tonalita-granodiorita principal, que se cree que causó la mineralización (López et al., 1983). Por lo tanto, la edad de intrusión del cuerpo principal de granodiorita-tonalita es posiblemente más antigua.

Más al norte, un gran cuerpo lineal de granodiorita intruye a lo largo del cinturón de rocas metamórficas y también a lo largo del contacto entre estas y los basaltos de la Unidad Pallatanga. Un cuerpo lineal más pequeño de granodiorita también intruye el contacto entre el Grupo Angamarca y la Unidad Pallatanga a lo largo del río Yanayacu [6970-97330].

Estas intrusiones lineales están compuestas de granodiorita de biotita-hornblenda con una apariencia muy similar a la granodiorita-tonalita del batolito de Chaucha. La más grande de estas dos intrusiones lineales está bien expuesta en los tramos bajos del río Patul y a lo largo del antiguo camino entre Cochancay y Javín. La mayor parte de la intrusión es una roca equigranular de grano medio a grueso, aunque cerca del margen está cizallada y débilmente foliada.

5.2 Intrusiones de dioritas

La intrusión de diorita más grande aflora en un área superior a 100 km^2 alrededor de San Felipe de Molleturo y hacia el norte hasta el río Patul. Está bien expuesta a lo largo de la carretera principal entre Miguir y San Felipe, y en el antiguo camino entre San Felipe y Corona de Oro. Para fines de referencia, esta intrusión se denomina informalmente en este informe como la diorita de Molleturo. Es una diorita leucocrática de hornblenda de grano medio a grueso con poco o ningún cuarzo. Aunque se requiere un mapeo más detallado para determinar la extensión y forma precisa del afloramiento, la intrusión parece cortar las importantes zonas de cizallamiento NE-SW que forman los límites entre las rocas metamórficas, la Unidad Pallatanga y la Unidad Yunguilla sin desplazamiento obvio.

Un pequeño cuerpo de cuarzomonzonita (o posiblemente cuarzosienita) de grano grueso con prominentes fenocristales rosados de feldespato potásico se encuentra en los márgenes de la diorita de Molleturo en [6870-96920].

En el norte del área, se encuentran stocks más pequeños e intrusiones tipo sills de diorita de hornblenda. Una de estas dioritas en [7189-97429] ha arrojado una edad K/Ar de 7.59 ± 0.35 Ma. Ésta podría ser una intrusión relacionada con el volcanismo andesítico-dacítico del Mioceno Tardío de la Formación Cisarán. Un stock similar de alto nivel de diorita de hornblenda porfídica (andesita) intruye la Formación Cisarán en Loma Chiripungu [7380-97550] cerca de Alausí y ha proporcionado una datación K/Ar de 7.9 ± 0.4 Ma, así como una datación más antigua de 12.5 ± 0.9 Ma (Egüez et al., 1992). La datación más joven entre las dos es preferida por Lavenu et al. (1992), y esta conclusión también está respaldada por la evidencia del presente estudio que muestra que las rocas de caja de la Formación Cisarán son significativamente más jóvenes que la datación más antigua.

5.3 Diques de andesita y sills de meladiorita en el Grupo Saraguro

Un enjambre de diques de andesita intruye la Formación Chanlud y las unidades más antiguas del Grupo Saraguro dentro del área de Cajas. Estos actuaron como conductos para las lavas andesíticas de la Formación Chanlud. Como se describe en la sección 4.7.6.8, los diques tienen una tendencia principal NW-SE, aunque se desarrolla un patrón radial tosco alrededor de Patul donde podría haber existido un centro volcánico. Se cree que se desarrollaron en un régimen tensional pull-apart (Sección 4.7.6.9, 6.1.2 y 8).

También se encuentran raras ocurrencias de diques de andesita de orientación NW-SE que intruyen la Formación Río Blanco.

Sills discordantes, apófisis y mantos irregulares de meladiorita intruyen la Formación Chanlud y la Formación Río Blanco. Aquellos dentro de la Formación Río Blanco son de grano fino, mientras que los que intruyen la Formación Chanlud tienden a ser de grano medio. Se interpretan como intrusiones subvolcánicas de alto nivel que eran en gran medida comagmáticas con sus Formaciones hospedantes andesíticas. La evidencia para esta interpretación se observa en la Formación Chanlud, donde los cuerpos de diorita son intruidos por diques de andesita. Dado que los diques actuaron como conductos para las lavas de la Formación, los mantos de diorita deben haber sido en gran medida coetáneos con la Formación también.

5.4 Intrusiones de riolita

Los domos y sills de riolita de alto nivel intruyen el Grupo Saraguro en varias áreas.

Varios domos intrusivos-extrusivos de riolita se encuentran dentro de la Unidad Chulo alrededor de Laguna Totoras [6976-96930]. Estas intrusiones muestran formas clásicas de domo con bandas de flujo, pliegues de flujo y caparazones de brecha.

Otro grupo de domos de riolita se encuentra en el Valle de Cañar. Estos intruyen las tobas de la Unidad Tomebamba. La intrusión más grande se encuentra en Ger [7185-97235], que está compuesta por tres o cuatro domos fusionados que afloran en ambos lados del Río Cañar. Se piensa que la cima erosionada de uno de estos domos está cubierta por sedimentos del Mioceno Tardío de la Formación Turi en [7195-97253]. Otro domo de riolita o *plug* con lados empinados, perteneciente a este grupo, se encuentra al noroeste cerca de Achupallas. La cima mineralizada de esta riolita está expuesta en una cantera a lo largo de la carretera en [7135-97269]. La edad de este grupo de domos es incierta. Parecen ser anteriores a los sedimentos de Turi y probablemente pertenecen al Grupo Saraguro. Es posible que hayan sido coetáneos con las voluminosas tobas de flujo de ceniza riolíticas de la Formación Cerro Caucay que afloran a una corta distancia al este.

La intrusión de riolita más grande se encuentra al este de Chulo y Patul. Intruye la Unidad Chulo y la Formación Chanlud. El cuerpo principal de esta intrusión parece ser en general de forma de domo, aunque la extensión norte es sin duda tipo sill. Tiene juntas columnares prominentes y está bandeada y plegada por flujo. Las relaciones de contacto indican que esta intrusión postdata a la Formación Chanlud. Puede haber sido coetánea con el volcanismo de riolita de la Formación Cerro Caucay.

6. ESTRUCTURA

6.1 Trazas de fallas y fracturas

Las fallas dominan la estructura del área. La orientación regional es predominantemente NE-SW a NNE-SSW, aunque en el sur del área las orientaciones NW-SE y, en menor medida, E-W también son importantes.

6.1.1 Fallas con orientación NE-SW a NNE-SSW

Las fallas más grandes e importantes ocurren en una zona con orientación NE-SW de fracturas paralelas y anastomosadas que se extiende a lo largo del margen occidental del área. Las fallas dentro de esta zona principalmente tienen una orientación NE-SW, aunque en el norte del área se curvan hacia una tendencia NNE-SSW y casi N-S.

Las fallas principales dentro de esta zona marcan los límites entre varias unidades litotectónicas fundamentales y contrastantes (Figura 22). La falla más al noroeste de estas fallas principales es la **Falla Chimbo-Cañi**, que recorre el Valle de Chimbo y se extiende hacia el norte en el área de Pallatanga. Esta es una falla continua a lo largo del Valle de Chimbo, y una serie de ramificaciones que se conectan con la Falla Multitud hacia el sureste. La fractura principal del sistema de Fallas Chimbo-Cañi actúa como el contacto entre las rocas de arco insular del Paleoceno-Eoceno de la Unidad Macuchi al noroeste, y rocas sedimentarias turbidíticas de edad similar del Grupo Angamarca al sureste.

La **Falla Multitud** corre paralela a la Falla Chimbo-Cañi hacia el sureste, e interconectada con ella por varias fallas ramificadas. Ésta corta a través de la topografía y forma el límite entre el Grupo Angamarca al noroeste y los basaltos de piso oceánico del Cretácico de la Unidad Pallatanga al sureste.

La **Falla Bulubulu** es la más al sureste de las tres principales fallas con tendencia NE-SW. Se llama así por el prominente valle del Río Bulubulu y marca el contacto entre los basaltos oceánicos de la Unidad Pallatanga en el lado noroeste, y las rocas metamórficas que forman un basamento para la cobertura volcánica más joven de la cordillera al sureste. Las fallas Bulubulu y Multitud convergen hacia el norte y se fusionan para formar el **Sistema de Fallas Pallatanga** del mapa adyacente al norte (McCourt et al., 1997, BGS-CODIGEM, 1998a).

Tanto los sistemas de fallas Pallatanga como Chimbo-Cañi representan importantes límites o suturas litotectónicas que pueden rastrearse hacia el norte y el sur a lo largo de la longitud de la Cordillera Occidental (Figura 22). Las rocas dentro y adyacentes a estas zonas de falla están fuertemente cizalladas. Esto se puede observar, por ejemplo, en los basaltos fuertemente cizallados y miloníticos de la Unidad Pallatanga a lo largo de la carretera principal al oeste de Molleturo (Sección 4.3.4), y en los esquistos adyacentes a los basaltos en La Delicia [6940-97257]. Los sedimentos del Grupo Angamarca también están fuertemente cizallados donde están en contacto con la Unidad Macuchi a lo largo de la falla Chimbo-Cañi, como se puede observar, por ejemplo, en el Río Piedritas [6858-97385].

Los patrones de afloramiento desplazados de la Unidad Macuchi y del Grupo Angamarca en el área entre La Troncal y Cumandá sugieren un movimiento de rumbo de tipo dextral a lo largo de estas fallas principales. La evidencia limitada de estructuras miloníticas S-C también indica cizallamiento dextral. Un análisis estructural más detallado de estas zonas de cizallamiento en la cordillera más al norte, particularmente en el sector entre el Ecuador y 1°S (Hughes y Bermúdez, 1997), proporciona evidencia adicional para el movimiento de rumbo de tipo dextral. Winter y Lavenu (1989) también mostraron que la fractura principal de la Falla Pallatanga es parte de un sistema de fallas paralelas de rumbo dextral. El desplazamiento total a lo largo de la Falla Pallatanga se estimó en 9 km, con aproximadamente 60 m de este desplazamiento ocurriendo durante el Holoceno, según lo inferido a partir de estructuras neotectónicas y el desplazamiento de características geomorfológicas. Megard et al. (1986), por otro lado, reportan que en el área de Pallatanga el plano de falla moderno de la Falla Pallatanga buza 50° hacia el este y que las rocas al este sobrecorren a las del oeste (es decir, una falla inversa). Esto, sin embargo, implica un solo plano de falla, mientras que el presente estudio muestra que la estructura es más compleja.

Varias otras fallas con tendencia NE-SW ocurren dentro del área. La más prominente de estas es el lineamiento Chaucha-Río Jérez, que corre a lo largo del Río Jérez y pasa hacia el suroeste a través de Chaucha, entrando en el área del mapa adyacente. El sentido de movimiento o desplazamiento es desconocido, pero el lineamiento es muy claro en fotografías aéreas e imágenes satelitales. Parece controlar la posición de un inlier fallado de rocas metamórficas en el área de Chaucha, y también puede haber facilitado el colapso o subsidencia en el área de Laguna Yanacocha durante la erupción de las tobas ignimbríticas de la Formación Soldados (Sección 4.7.8.5). El lineamiento puede extenderse hacia el norte en el área de Filo Cajas-Patul, donde ocurren varias fallas menores con tendencia NE-SW dentro de las rocas de cobertura volcánica.

Otra falla con tendencia NE-SW ocurre en la esquina extrema sureste del mapa, donde yuxtapone sedimentos del Grupo Ayancay contra rocas volcánicas del Grupo Saraguro. Esto representa el extremo norte del Sistema de Fallas Girón, que se extiende hacia el suroeste a lo largo de toda el área del mapa geológico hacia el sur (BGS-CODIGEM, 1998c). Pratt et al. (1997) describen este sistema de fallas como una zona compleja de fallamiento, corrimiento y plegamiento que controló la deposición y la erosión durante el tiempo del Grupo Saraguro, y también controló la sedimentación en cuencas intermontanas en el Mioceno.

6.1.2 Fallas, lineamientos y diques con orientación NW-SE

En el terreno elevado al oeste y noroeste de Cuenca, las rocas del Grupo Saraguro están fracturadas por fallas con tendencia NW-SE. Estos lineamientos son evidentes en fotografías aéreas e imágenes satelitales, y a menudo están representados por características topográficas en el terreno. Sin embargo, el desplazamiento o el sentido del movimiento a lo largo de estas fracturas es prácticamente imposible de probar a la escala de mapeo debido a la naturaleza masiva y mal estratificada de las rocas volcánicas.

Esta tendencia de fractura puede ser una característica relativamente superficial, representando cizallamientos de Reidel formados en la cobertura en respuesta a movimientos de rumbo a lo largo de los cizallamientos fundamentales con tendencia NE, como las fallas Bulubulu, Multitud y Chimbo-Cañi al noroeste y el Sistema de Fallas Girón al sureste.

También ocurre un enjambre de diques de andesita con tendencia NW-SE en este terreno elevado. Estos actuaron como conductos para las lavas voluminosas de la Formación Chanlud. Los diques indican tensión NW-SE durante la erupción de la Formación Chanlud en el Oligoceno Temprano. Como se sugiere en la Sección 4.7.6.9, esto pudo haberse desarrollado en un régimen estructural de pull-apart como resultado del movimiento de rumbo en los cizallamientos regionales con tendencia NE-SW, como las fallas Bulubulu y Chimbo-Cañi.

6.1.3 Fracturas con orientación E-W

Se han reconocido varios lineamientos con tendencia E-W en las fotografías aéreas en el sur del área. No se ha comprobado el sentido del movimiento o el desplazamiento en estos lineamientos.

Una fractura fuerte con tendencia E-W, que casi con certeza es una falla, es evidente en fotografías aéreas a una corta distancia al norte del prospecto del Río Blanco. Un segundo lineamiento paralelo, mucho más grande, ocurre a una corta distancia más al norte. Este corre a lo largo de la Quebrada Paredones en el oeste y se extiende tan al este como Filo Cajas, pasando a una corta distancia al sur de San Felipe de Molleturo. Rocas altamente cizalladas de la Formación Río Blanco están expuestas donde la traza de esta fractura cruza la carretera principal cerca de San Felipe de Molleturo. En el extremo oriental, la traza de la fractura se bifurca en una serie de ramificaciones en las cabeceras del Río Miguir. Estas ramificaciones coinciden con el desarrollo de vetillas de cuarzo con tendencia E-W en el área del Filo Cajas [6915-96950] (Sección 7.2.11).

6.2 Pliegues

Los pliegues solo se han reconocido en algunas áreas, y donde ocurren, principalmente tienen ejes con tendencias NE-SW a NNE-SSW.

Para fines de descripción, los pliegues del área se dividen en dos categorías. Éstas son los pliegues dentro del Grupo Saraguro y los estratos más jóvenes al sureste de la Falla Bulubulu, y los pliegues dentro del Grupo Angamarca al noroeste de la falla.

6.2.1 Pliegues al sureste de la Falla Bulubulu

Las rocas del Grupo Saraguro registran un episodio de plegamiento y erosión durante el Eoceno más Superior o el Oligoceno basal. La evidencia de esto es proporcionada por el hecho de que la Unidad Chulo y la Unidad Filo Cajas generalmente buzan en ángulos moderados (hasta 60°) hacia el NW y están sobreyacidas en inconformidad por la Unidad Tomebamba y unidades volcánicas más jóvenes del grupo, que son subhorizontales o buzan suavemente (<20°) hacia el este y el sur. Dentro de la Unidad Chulo se han reconocido dos cierres de pliegues. Estos incluyen un sinclinal amplio abierto con tendencia NE-SW centrado en el Cerro Arquitecto [6943-96928] y un anticlinal abierto y concéntrico con tendencia NE-SW en la Quebrada de Niplay [6835-96898].

El plegamiento también se observa dentro de la Unidad Puñay. En las lavas andesíticas, brechas y areniscas masivas, de las partes superiores de la unidad, esto se manifiesta por un sinclinal amplio abierto con un eje NE-SW que pasa por El Tocte [7180-97385]. Las limolitas y areniscas menos competentes en las partes inferiores de la Unidad están más plegadas apretadamente, y localmente los estratos son verticales, como se puede observar, por ejemplo, en la sección de la línea férrea entre Huigra y Chanchán, y en la carretera entre Javín y San Antonio de Gualleturo.

El buzamiento de los estratos observado a lo largo de gran parte del Grupo Saraguro en el terreno elevado al oeste y noroeste de Cuenca probablemente se debe al fallamiento y volcamiento de bloques de falla. De manera similar, los sedimentos de la Formación Turi en el lado norte del Río Cañar entre Suscal y Zhud muestran variaciones en la inclinación debido al fallamiento y volcamiento de bloques de falla.

El buzamiento de los estratos de la Formación Cerro Caucay merece una mención especial. Estas tobas de flujo de ceniza riolíticas masivas forman una capa subhorizontal en el alto páramo al oeste de Cañar, pero a lo largo del lado sur del Valle de Cañar hay un cambio abrupto en la orientación de los estratos, que buzan 40°-45° hacia el noreste en el valle. Esto sugiere una estructura monoclinal con una flexión (o eje) con tendencia NW-SE que corre paralela a, y ligeramente al sur del Río Cañar.

6.2.2 Pliegues al noroeste de la Falla Bulubulu

Los sedimentos del Grupo Angamarca generalmente buzan hacia el sureste y son más jóvenes en esa dirección, aunque localmente los estratos están verticales o buzan hacia el noroeste. Donde se observan pliegues, tienen cierres apretados, amplitudes de decenas de metros y planos axiales rectos con tendencia NE-SW.

La Unidad Macuchi no ha sido examinada en detalle y no se han reconocido cierres de pliegues, aunque los estratos tienen una tendencia NE-SW con buzamiento alto hacia el SE o NE, lo que sugiere la presencia de pliegues con tendencia NE-SW.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1 Introducción

Esta sección proporciona un breve listado y resumen de los prospectos y zonas mineralizadas conocidas dentro del área mapeada.

Uno de los principales problemas al intentar compilar una descripción sistemática de la mineralización de la región es la escasez de información escrita disponible sobre muchos de los prospectos, incluso en archivos oficiales.

Las siguientes descripciones se basan en parte en archivos disponible, y en parte en información recolectada durante el levantamiento geológico. Dada la naturaleza del reconocimiento del proyecto de mapeo, grandes áreas permanecen inexploradas. Por lo tanto, la descripción y el listado de mineralización están lejos de estar completos. En ese sentido, uno de los objetivos de esta sección es describir las características más destacadas de la mineralización conocida y, cuando sea posible, situarla en el contexto del nuevo marco geológico que ha surgido del proyecto de mapeo. Los prospectos y áreas de mineralización conocida se describen en un orden aproximado de sur a norte.

El levantamiento geoquímico de sedimentos fluviales realizado como parte del presente proyecto también ha producido una gran cantidad de nueva y valiosa información relacionada con la mineralización dentro del área. Estos datos están descritos por Williams et al. (1998), aunque algunas de las anomalías también se mencionan en las descripciones a continuación.

7.2 Mineralización

7.2.1 Mineralización de oro en Carmen de Pijilí

Carmen de Pijilí [6646-96725] ha sido el centro más importante para la minería artesanal de oro dentro del área del mapa. Prácticamente no existen descripciones detalladas de la mineralización, excepto que se reporta que el Au ocurre en vetas de cuarzo polimetálicas.

Existen numerosos trabajos pequeños de extracción de oro, y en el momento del estudio parecía haber una expansión en la actividad. El trabajo más significativo es una mina abandonada en [6620-96722]. Ésta y varias otras explotaciones en el área se encuentran dentro de basaltos corneanizados de la Unidad Pallatanga y sedimentos que se presume pertenecen a la Unidad Yunguilla, cerca del contacto con intrusiones de diorita y granodiorita del batolito de Chaucha.

7.2.2 Sistema de pórfido Cu-Mo de Chaucha

El prospecto mineral más conocido dentro del área mapeada es el depósito de pórfido cobre-molibdeno de Chaucha.

El depósito fue descubierto en 1968 mediante un levantamiento geoquímico de sedimentos fluviales realizado por las Naciones Unidas (UN, 1972).

Desde su descubrimiento, el prospecto ha sido investigado por varios proyectos patrocinados por el gobierno y empresas de exploración comercial. Entre 1970 y 1972, la *Japanese Overseas Mineral Resources Development Corporation* (OMRD) exploró el depósito en detalle y realizó un extenso programa de perforación. De 1978 a 1986, el depósito fue reevaluado en un área más amplia por una misión belga (López et al., 1983; Misión de Bélgica, 1986). Más recientemente, varias empresas han reevaluado el prospecto tanto para ocurrencias de oro como para mineralización de cobre.

La exploración superficial ha definido seis zonas de mineralización primaria que toman la forma de stockworks de vetas y diseminaciones, pero solo la más grande de estas, la zona Naranjos, ha sido investigada en detalle y perforada. Se han perforado un total de 107 sondeos dentro de esta zona a profundidades de entre 90 y 120 m, sumando un total de 11170 m en conjunto. La mayor parte de esta perforación fue realizada por el proyecto japonés OMRD, con algo de trabajo adicional por la misión belga. OMRD estimó un recurso de 55 millones de toneladas con una ley de 0.57% Cu y 0.3% Mo. Una evaluación más reciente por parte de EMIDEL calculó reservas de 40.89 millones de toneladas con 0.58% Cu a una ley de corte de 0.4% Cu.

El depósito se encuentra cerca del margen del batolito de Chaucha. La mineralización está alojada en rocas tonalíticas cercanas y alrededor de los contactos con intrusiones dacíticas posteriores de "pórfido de cuarzo", así como dentro de apófisis de cuarzodiorita y brechas intrusivas. La mineralización se presenta en forma de diseminaciones, recubrimientos de fracturas, vetillas de cuarzo y, localmente, en stockworks. La mineralización en vetas predomina en la zona central de Naranjos, mientras que los interiores de algunas zonas satélites consisten exclusivamente en sulfuros diseminados.

Se asume que la mineralización fue aproximadamente coetánea con la intrusión del batolito. Ésta ha sido datada en Chaucha por el método K/Ar, que ha arrojado dos edades de 12.5 ± 0.6 Ma (Snelling, 1970) y 9.77 ± 0.29 Ma (Müller-Kahle y Damon, 1970).

Goossens y Hollister (1973) publicaron una descripción temprana del depósito de Chaucha y propusieron que el sistema de pórfido estaba controlado por la intersección de dos estructuras principales. Éstas eran una estructura E-W, la Falla Chaucha, que se supone está alineada a lo largo del Río Angas, y una estructura principal NNE-SSW que se denominó la Falla Cordillera. El mapeo regional del presente proyecto no encontró evidencia de tales estructuras. Sin embargo, varias fracturas semi-regionales con tendencia NE-SW atraviesan el área, y la sutura fundamental NE-SW (Falla Bulubulu), que separa las rocas metamórficas al sureste de los basaltos de piso oceánico de la Unidad Pallatanga al noroeste, está situada a unos pocos kilómetros al oeste de Chaucha y podría haber ejercido algún control sobre el emplazamiento del batolito.

López et al. (1983) reportaron que la alteración hidrotermal se ajusta a un modelo zonado concéntricamente de tipo Lowell y Guilbert. Describen un núcleo potásico grande de 3-4 km de diámetro que se caracteriza por biotita secundaria. Se informa que está rodeado por una zona fílica de alteración cuarzo-sericita que sobreimprime la alteración potásica, y que a su vez está rodeada por una zona propilítica externa, de 0.5 a 1 km de ancho, de alteración clorita-epidota con carbonatos y extensa piritización. La alteración argílica caracterizada por caolinización pervasiva se reporta que se desarrolla entre las zonas fílica y propilítica solo en el sureste, aunque también ocurren otras zonas poco definidas de alteración argílica en otros lugares. La silicificación se desarrolla localmente en la parte interna de la zona propilítica y alrededor de cuerpos de brecha. Exploraciones comerciales más recientes indican que la zona fílica puede ser más extensa de lo que se informó anteriormente por López et al. (op. cit.), extendiéndose por todo el noreste del prospecto. Esta extensión puede estar relacionada con una segunda zona más pequeña de alteración potásica asociada con una intrusión de diorita en Gur Gur. También se encuentran brechas de turmalina. Durante el transcurso del presente proyecto se observaron brechas de turmalina fracturadas hidráulicamente en la cresta sobre Naranjos en [6769-96757].

Los minerales primarios formadores de mineral incluyen pirita, calcopirita, molibdenita, bornita y menores cantidades de esfalerita, pirrotina, magnetita, hematita y galena. Se reporta una distribución anular de sulfuros primarios. La zona de alteración potásica interna es estéril. La calcopirita, bornita, molibdenita y pirita ocurren en la transición potásica-fílica y pasan hacia el exterior a través de un ensamble de pirita, calcopirita y molibdenita en la parte exterior de la zona fílica, hasta pirita, esfalerita, calcopirita y galena en la zona propilítica.

Los minerales secundarios incluyen calcosina, covelina, digenita, bornita, tenorita, cuprita, cobre nativo, malaquita, azurita, goethita y limonita.

El oro ocurre en la zona rica en Cu y está asociado con brechas, vetas periféricas y áreas de intensa silicificación.

El cuerpo de Naranjos tiene una superficie de 45 ha. Está cubierto por una zona de gossan oxidado y lixiviado de 30-40 m de espesor, pero localmente alcanza hasta 100 m, que contiene poco cobre excepto por pequeñas cantidades de cobre nativo, tenorita y cuprita. Debajo de esto se encuentra una zona de enriquecimiento supergénico de unos 60 m de espesor, pero localmente hasta 100 m, que contiene covelina, bornita, calcosina y digenita. Por debajo de esto hay una zona transicional de enriquecimiento secundario que pasa hacia abajo a mineralización hipogénica compuesta por pirita, calcopirita, molibdenita, esfalerita y pirrotina.

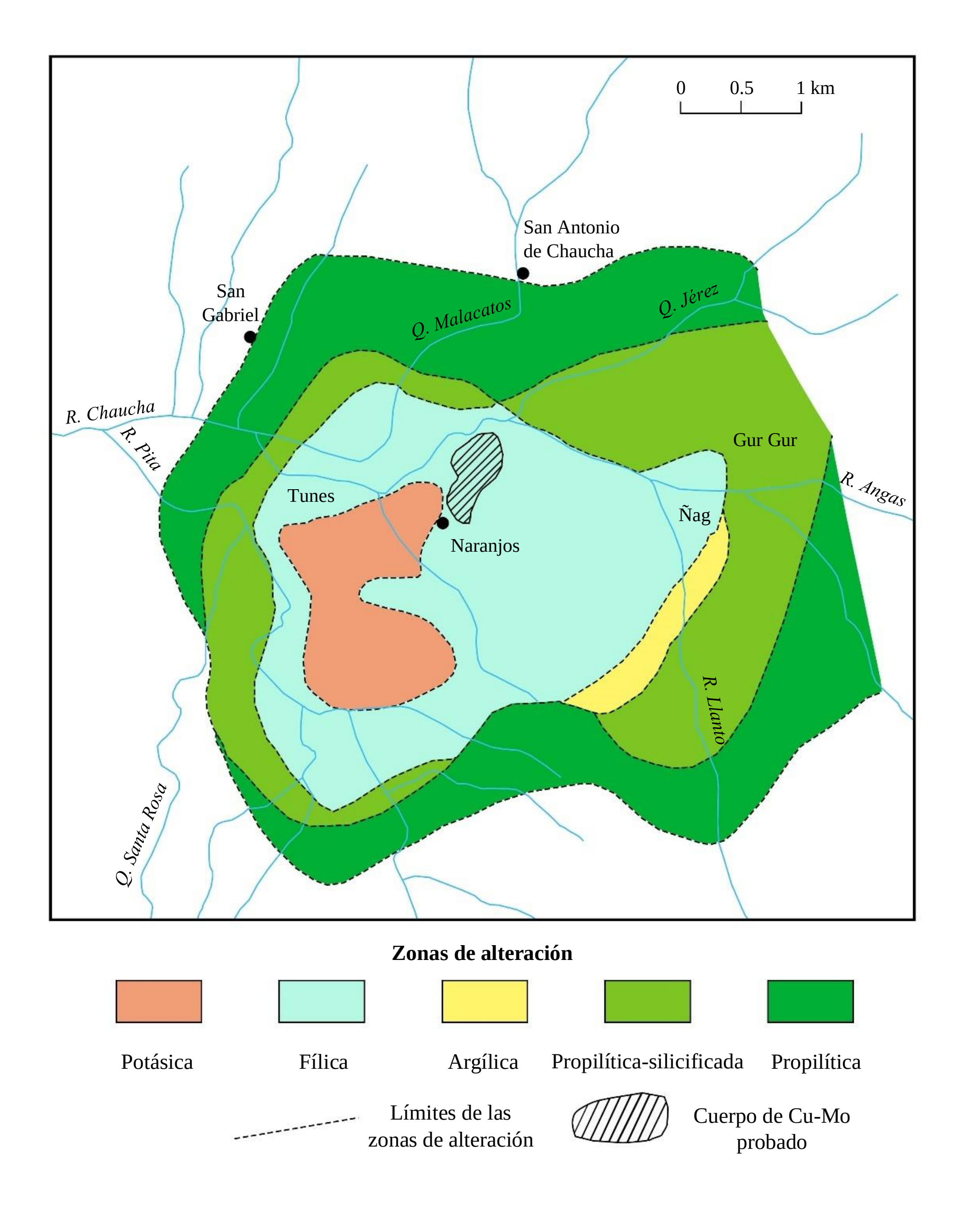


Figura 20. Mapa del prospecto de pórfido de cobre de Chaucha que muestra las principales zonas de alteración hidrotermal (según López et al., 1983)

El depósito tiene una firma geoquímica superficial pronunciada. El proyecto actual detectó una anomalía muy fuerte de Cu-Mo con un largo trazo de dispersión dentro de los sedimentos fluviales del sistema de drenaje del Río Chaucha. Estudios anteriores han mostrado la presencia de fuertes anomalías de Cu y Mo en suelos sobre la zona de alteración fílica, que rodea una zona central sub-anómala correspondiente al núcleo potásico estéril del sistema de pórfido. Las anomalías de cobre también se encuentran alrededor de Gur Gur, donde se superponen a la alteración fílica que posiblemente rodea una zona satélite potásica. Las anomalías de suelo de Cu-Mo están rodeadas por numerosas anomalías de Pb y Zn dispuestas concéntricamente. Existe cierto solapamiento espacial entre las anomalías de Cu y Zn, pero hay una relación fuertemente antipática entre Zn y Mo. Las zonas de intensa silicificación están caracterizadas por anomalías de Au, Ag y W. En varias áreas, la scheelita ocurre en concentrados de minerales pesados de sedimentos fluviales. Las concentraciones más altas se encuentran en el Río Malacatos, donde López et al. (1983) informan hasta 10 gramos de scheelita en concentrados de minerales pesados en una sola batea.

La prospección geofísica ha demostrado que una subzona piritosa (7-20% pirita) que corresponde a la parte interna silicificada de la zona propilítica produce un anillo de fuertes anomalías de IP. También se presentan anomalías magnéticas dentro de la subzona piritosa y sobre los stockworks con magnetita en el interior de la zona fílica.

Más recientemente, la amplia área de Chaucha ha atraído la atención como un objetivo para la exploración de metales preciosos. Se informa que la mineralización de oro ocurre en vetas satélite y cizallas que rodean el prospecto de pórfido. Un ejemplo es una pequeña pero supuestamente rica veta en aproximadamente [6787-96730], la cual, en el momento del presente estudio, estaba siendo explotada.

Una fuerte silicificación, vetilleo, brechificación y piritización ocurren en la zona de techo del sistema de pórfido de Chaucha alrededor del Cerro Cascajo [6770-96755]. En esta localidad, se encuentran brechas y stockworks turmalinizados. Otras áreas de fuerte alteración y piritización se presentan más arriba en la cresta, hacia el asentamiento de Cascajo.

Durante el transcurso del presente proyecto, se detectaron numerosas anomalías geoquímicas en sedimentos fluviales dentro de la amplia área que rodea a Chaucha. Éstas incluyen anomalías de Au y varias anomalías significativas de metales base, Sb, As y Hg dentro del Río Chaucha y sus principales afluentes.

7.2.3 Brechas mineralizadas a lo largo de la sección de la carretera Chaucha-Angas

Durante el presente estudio se descubrieron varias brechas mineralizadas a lo largo de la carretera recientemente construida entre Angas y Chaucha, en la vecindad del Río Jérez. Estas brechas cortan tobas y lavas dacíticas y riolíticas que pertenecen al Grupo Saraguro. Un buen ejemplo de brecha hidrotermal (*pebble dyke*) o de chimenea (*pipe*) tufisita mineralizada está expuesto en [6820-96783]. Está compuesto por clastos volcánicos polimícticos redondeados y subredondeados cementados por sílice y sulfuros. Los minerales primarios incluyen pirita y calcopirita, y estos están recubiertos y cortados por minerales secundarios, incluyendo bornita, covelina, calcosina, malaquita y azurita.

7.2.4 Mineralización polimetálica en Angas

Las anomalías de zinc en los sedimentos fluviales llevaron al descubrimiento de mineralización en las tierras altas en la cabecera del valle de Angas [6870-96810] durante la primera fase de un proyecto de exploración de las Naciones Unidas (UNDP, 1969). Posteriormente, durante una fase de seguimiento del proyecto (UNDP, 1972), se descubrieron siete zonas de brechas fuertemente silicificadas que contienen mineralización de Ag, Cu, Pb, Bi y Sb.

Exploraciones adicionales se llevaron a cabo en el prospecto entre 1976 y 1977 por el *United Nations Revolving Fund*. Durante esta fase, se excavó un túnel exploratorio en la cabecera del valle, pero en 1979 se recomendó que no se realizara más trabajo. A pesar de esta recomendación, una misión belga continuó la exploración bajo los auspicios del INEMIN, cuyos hallazgos fueron publicados en una breve descripción por Van Thournout y Guzmán (1988). Se describieron un total de 18 cuerpos de brechas de varios tipos, incluidos brechas hidrotermales, chimeneas de brecha y zonas de fractura que contienen sulfuros polimetálicos. Estos están asociados con una fuerte silicificación y alteración argílica dentro de zonas más amplias de alteración propilítica. Sobre la base del estilo de alteración, se concluyó que los depósitos eran de origen epitermal del tipo ácido-sulfato (alta sulfuración). Se alegó que las brechas intruían riolitas y cuarzolatitas de la Formación Tarqui, de probable edad Plioceno Tardío o Pleistoceno Temprano. Van Thournout y Guzmán (op. cit.) propusieron que las chimeneas de brecha marcan el sitio de una estructura de caldera que supuestamente estaba centrada en la llamada intrusión de Atugpamba en [6865-96835].

Incluso el mapeo de reconocimiento del presente proyecto ha demostrado que la identificación de tipos de rocas y la interpretación de las estructuras volcánicas por Van Thournout y Guzmán (1988) están desactualizadas y son especulativas. En primer lugar, las rocas hospedantes de las brechas y la mineralización son tobas dacíticas soldadas, que pertenecen a la Formación Soldados del Oligoceno Tardío. La llamada intrusión de Atugpamba, que supuestamente formaba el núcleo del centro volcánico, es en realidad un área compuesta de flujos de ceniza soldada con buzamientos suaves, que muestran texturas vitroclásticas evidentes en afloramiento. No se encontraron estructuras ni litofacies en el área de Angas durante el trabajo actual que respalden la noción de una estructura de caldera como sugirieron Van Thournout y Guzmán (op. cit.).

El presente proyecto descubrió una nueva ocurrencia de brechas de cuarzo-turmalina y vetillas en el prospecto de Angas [6864-96825]. Un análisis superficial indicó la presencia de pirita y especularita en vetillas y en superficies de fracturas. El análisis químico de una sola muestra indica anomalías de Ag (4.1 ppm), Pb (930 ppm), As (1225 ppm) y anomalías débiles de Au (27 ppb), Cu (391 ppm), Sb (8.5 ppm) y Hg (0.082 ppm).

La investigación geoquímica regional de drenaje del proyecto actual (Williams et al., 1998) también mostró que los sedimentos fluviales del Río Angas y ciertas cabeceras son anómalos en Au, Ag, Cu, Pb, Zn, Cd, Bi, As, Sb y Hg.

7.2.5 El prospecto epitermal de Au-Ag Río Blanco

El prospecto Río Blanco está situado en las tierras altas que dominan las cabeceras más septentrionales del Río Canoas. Se le dio este nombre en referencia al pequeño asentamiento ubicado aproximadamente a un kilómetro al noreste del prospecto en [6819-96883].

En 1996, Río Tinto Mining and Exploration Ltd. descubrió anomalías de oro en los sedimentos fluviales en las cabeceras del Río Canoas. Estudios de seguimiento indicaron una extensa alteración hidrotermal asociada con la mineralización de Au-Ag en el área de Migsihuigsi [6795-96863], que se extiende hacia el norte en dirección a Río Blanco.

La mineralización se encuentra dentro de una amplia zona con una tendencia N-S que se extiende desde el fondo del valle del Canoas hasta la cima del escarpe de Migsihuigsi. Desde la cima del escarpe, la mineralización se extiende un poco más hacia el norte, ocupando una amplia característica pendiente que se inclina suavemente hacia el NNE en las cabeceras de la Quebrada Río Blanco [6805-96882]. En el escarpe principal, la mineralización parece estar confinada entre la Quebrada Migsihuigsi al este y la Quebrada Malpapeada al oeste. La mineralización superficial forma así una zona de aproximadamente 800 m de ancho y 1.8 km de largo en dirección N-S, que varía en altitud desde unos 2800 m en el Río Canoas en el sur hasta unos 3900 m en la cima del escarpe en el norte.

El prospecto se encuentra dentro de dos concesiones: la concesión Canoas, que cubre la mayor parte del escarpe, y la concesión San Luis, que cubre la cima del escarpe y la pendiente hacia el norte. Río Tinto Mining and Exploration llevó a cabo un detallado programa de muestreo de rocas y perforación dentro de la concesión Canoas en 1996 y 1997, mientras que Ecuadorian Minerals Corporation (EMC) realizó exploración superficial dentro de la concesión San Luis. En 1998, EMC adquirió la concesión Canoas de Río Tinto, refiriéndose a toda la propiedad como el depósito de Beroen.

La mineralización se encuentra en rocas volcánicas andesíticas y lavas de la Formación Río Blanco, que están intruidas en la parte inferior del escarpe por una diorita. Las rocas volcánicas incluyen tobas de flujos de ceniza soldadas, tobas retrabajadas, brechas epiclásticas y areniscas volcánicas. Éstas generalmente tienen una dirección NW-SE y un buzamiento suave hacia el NE, aunque los estratos están algo perturbados dentro del área mineralizada debido a deslizamientos en el empinado escarpe.

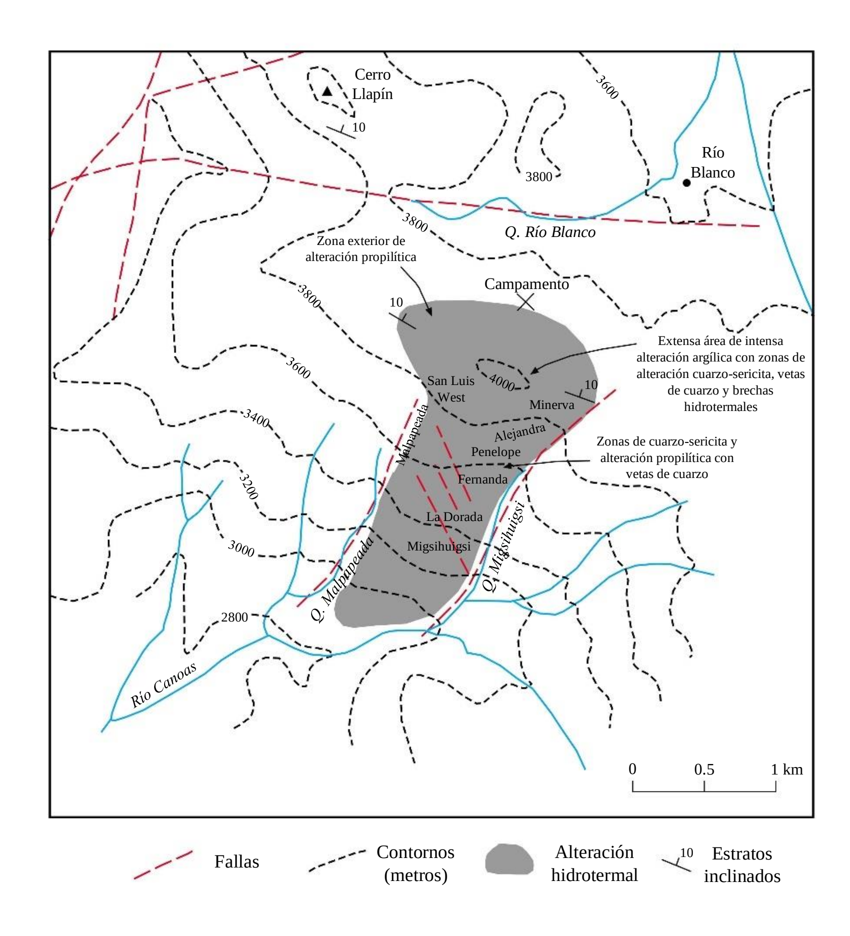


Figura 21. Mapa del prospecto Río Blanco que muestra la principal área de alteración hidrotermal y la ubicación de las diversas zonas mineralizadas mencionadas en el texto

Varias orientaciones de fracturas son evidentes en las fotografías aéreas. Los lineamientos NNE-SSW están alineados a lo largo de la Quebrada Migsihuigsi y la Quebrada Malpapeada. Estos son paralelos a la tendencia principal de fallas regionales, y la mineralización está en gran medida confinada entre ellos. La principal zona de mineralización dentro del escarpe está atravesada por varias fracturas NW-SE ligeramente curvadas, que se han interpretado como cizallas de Reidel formadas como resultado del movimiento de rumbo dextral en las fracturas confinantes NNE-SSW. Sin embargo, estas fracturas pueden estar relacionadas con un gran deslizamiento (antiguo), que es evidente en fotografías aéreas a gran escala entre la Quebrada Migsihuigsi y la Quebrada Malpapeada. En la cima del escarpe (y más al norte) son evidentes varias fallas grandes E-W. En las fotografías aéreas se puede observar un área subcircular de terreno relativamente no fracturado en la zona al sureste del prospecto, y se ha interpretado como un bloque competente que podría representar una intrusión oculta.

El muestreo de rocas superficiales ha delimitado varias zonas con altas concentraciones de Au y Ag, que también coinciden con anomalías geofísicas de Polarización Inducida. Desde la base del escarpe hasta la cima (es decir, de sur a norte), éstas son las zonas de Migsihuigsi, La Dorada, Fernanda, Penélope, Alejandra y Minerva. Concentraciones superficiales más bajas de Au se encuentran al oeste en las zonas de Lourdes y San Luis West. La mayoría de estas zonas se encuentran dentro de rocas volcánicas de la Formación Río Blanco, excepto las zonas de Migsihuigsi y La Dorada, que son subyacidas tanto por rocas volcánicas como por la diorita que las intruye en la parte inferior del escarpe.

La mineralización de Au-Ag se encuentra en zonas de intensa silicificación y vetilleo de cuarzo. Dentro del escarpe, la silicificación y las vetas parecen estar controladas por fracturas y están rodeadas por zonas más amplias de alteración pervasiva propilítica (clorita, epidota, pirita) y alteración cuarzo-sericítica. En la cima del escarpe (+3850 m) y en la pendiente hacia el norte, el halo de alteración se expande hacia una zona muy amplia de alteración argílica pervasiva de aproximadamente 900 m de ancho de este a oeste y 600 m de norte a sur. Ésta está caracterizada por ensambles de illita y esmectita, pero también contiene una alteración significativa de cuarzo-sericita y está rodeada por un amplio halo de alteración propilítica.

Las zonas de silicificación contienen vetillas de cuarzo de múltiples etapas que varían desde unos pocos milímetros hasta centímetros de grosor, junto con vetas menos comunes de hasta aproximadamente un metro de ancho. En algunos lugares, el vetilleo da lugar a stockworks.

En la cima del escarpe, dentro de las zonas Minerva y Alejandra, las vetas tienen una orientación E-W y NNE-SSW. Los datos limitados disponibles sugieren que, a elevaciones más bajas, dentro de las zonas Dorada, Fernanda y Penélope, la silicificación y las vetas tienen una orientación principalmente NNE-SSW y son verticales o de fuerte buzamiento. Aquí, las principales vetas alimentadoras son discontinuas, con longitudes en rumbo de unas pocas decenas de metros. A niveles topográficos más bajos, dentro de las zonas Dorada y Migsihuigsi, solo se encuentran delgadas vetillas de cuarzo, ampliamente espaciadas, dentro de la diorita.

Las vetas están compuestas predominantemente por cuarzo, que varía en color desde blanco puro hasta gris oscuro y amarillo ocre. También se han identificado pequeñas cantidades de carbonato, cuarzo calcedónico, clorita, epidota, actinolita, turmalina y trazas de adularia en las vetas. El trabajo preliminar ha reconocido al menos cinco episodios de vetilleo que muestran una variedad de texturas. En muestras de mano, la mayoría de las vetas tienen una apariencia homogénea de grano fino, aunque en sección delgada se evidencian texturas de peine a pequeña escala y variaciones internas en el tamaño de grano. Localmente se presenta un bandeado coloforme, y se desarrollan brechas hidrotermales en las partes más altas del prospecto dentro de las zonas Minerva y Alejandra.

Hasta la fecha, se ha realizado un trabajo mineralógico limitado. La mineralización es generalmente pobre en sulfuros. Los minerales metálicos que se han identificado incluyen oro nativo, electrum, pirita, arsenopirita y el telururo de plata hessita.

Las leyes de oro dentro de las zonas de mineralización son muy cambiantes y varían en diversos órdenes de magnitud en distancias cortas. En general, las concentraciones de Ag son muchas veces mayores que las concentraciones de Au. El trabajo mineralógico preliminar indica que solo ciertas fases de silicificación contienen altas concentraciones de Au-Ag, y que algunas fases son estériles.

Las leyes promedio de las muestras de roca superficial de las diferentes zonas mineralizadas se resumen en la Tabla 11. Los valores máximos reportados para muestras individuales de la zona Minerva-Alejandra son 113 g/t de Au y 541 g/t de Ag, aunque las leyes promedio son un orden de magnitud más bajo (EMC, 1998).

En 1997, Río Tinto Mining and Exploration perforó 47 pozos, con un total de poco menos de 6000 m en las zonas Penélope, Fernanda y La Dorada. EMC reporta una serie de intersecciones de alta ley cerca de la superficie, las mejores de las cuales son 34.5 m con una ley de 12.3 g/t de Au (sondeo LLP09) y 27 m con una ley de 10.4 g/t de Au (sondeo LLP10) (EMC, 1998). Al interpretar estos resultados preliminares de perforación, se debe tener en cuenta que todos los sondeos fueron verticales o de fuerte inclinación, a pesar de que las estructuras mineralizadas también parecen tener esta orientación. Además, cualquier futura perforación en el escarpe debería considerar la posibilidad de que las estructuras puedan haber sido alteradas por deslizamientos.

Tabla 11 Concentraciones promedio de oro y plata en muestras de roca superficial. De Ecuadorian Minerals Corporation (1998)

ZONA	No. Muestras	Prom. Au g/t	Prom. Ag g/t
Migsihuigsi	342	1.1	-
La Dorada	130	6.0	-
Fernanda	109	0.6	-
Penelope	114	2.2	-
Alejandra	33	7.7	40
Minerva	32	14.5	59
Lourdes	85	0.4	-
San Luis West	50	0.9	-

El análisis químico de muestras de rocas superficiales realizado por el subcomponente 3.5 del proyecto PRODEMINCA sugiere una zonación geoquímica dentro del sistema. El prospecto se caracteriza generalmente por bajas relaciones Au/Ag y concentraciones muy bajas de metales base. La propiedad también está asociada con concentraciones anómalas de As, Sb y Hg. En el caso del Sb y As, las concentraciones parecen aumentar hacia la parte superior del sistema y están asociadas con una disminución en las relaciones Au/Ag.

En general, el depósito se interpreta como un sistema epitermal de baja sulfuración de metales preciosos que podría estar genéticamente relacionado con la diorita subyacente. Tal modelo explicaría el aumento de elementos volátiles hacia arriba y la disminución asociada en las relaciones Au/Ag. Las vetas con tendencia NE-SW y las zonas de silicificación dentro de los niveles inferiores a medios de la propiedad se interpretan como vías de fluidos, que se expanden en un sistema mucho más grande en la parte superior del escarpe, donde se desarrolla una amplia “capa” de alteración argílica y donde hay evidencia de brechamiento hidrotermal.

Basándose en la suposición de que la mineralización está genéticamente relacionada con la intrusión de diorita, y que ésta a su vez representa una fase intrusiva del batolito de Chaucha, es probable que la mineralización sea de edad Mioceno Medio a Superior.

7.2.6 Otras zonas de mineralización cerca de Río Blanco

Se han reportado otras zonas de mineralización en la vecindad de Río Blanco. Estas pueden ser parte del sistema general relacionado con el principal depósito de Río Blanco descrito en la sección anterior.

Ecuadorian Minerals Corporation (1997) indica la presencia de una zona de mineralización en la vecindad de la Quebrada Río Blanco. Esta se denomina la zona Río Blanco y se reporta que tiene valores de hasta 2.9 g/t Au y 78 g/t Ag en muestras de rocas superficiales. Otro sitio, la zona Camp, se encuentra al noroeste y se reporta que tiene anomalías débiles de oro en rocas superficiales.

Durante el mapeo geológico, se observó una fuerte silicificación y piritización dentro de la Formación Río Blanco en [6795-96887] cerca de la base del flanco sur del Cerro Llapín. Esto podría ser parte de la zona Camp descrita en el párrafo anterior.

7.2.7 Anomalías de mercurio y oro sobre la Formación Plancharumi

Durante el presente proyecto, se descubrieron varias anomalías geoquímicas de Au, Hg, Sb y As en sedimentos fluviales en ríos que drenan la Formación Plancharumi. Como se describe en la Sección 4.7.10, la Formación consiste en lavas riolíticas, tobas, brechas y sedimentos volcánicos retrabajados que fueron erupcionados y depositados dentro de un ambiente lacustre, en el cual hay evidencia de actividad freatomagmática. La presencia de estas anomalías, junto con la composición y el estilo de volcanismo dentro de un paleoambiente lacustre, son factores que hacen de la Formación Plancharumi un objetivo digno de investigaciones más detalladas.

La atención se dirigió por primera vez al área con el descubrimiento de una fuerte anomalía de mercurio en el Río Bermejos [6978-96700] y la Quebrada Trigo Loma [6980-96711]. Se registraron valores de hasta 19 ppm de Hg en asociación con una traza de dispersión de anomalías decrecientes río abajo. Anomalías débiles de Hg ocurren en otras partes de la Formación Plancharumi, y otra anomalía significativa se encuentra en el Río Yanuncay, una corta distancia al norte del Cerro Plancharumi. También se presentan anomalías de Au en estos drenajes, aunque solo se encontraron anomalías coincidentes de Au-Hg en una muestra. Oro libre de grano grueso, con características morfológicas de una procedencia local, también fue recolectado en la Quebrada Chanchán. Se detectaron anomalías de As y Sb en la Quebrada Chanchán y más abajo en el Río Pucán.

Al oeste del Río Bermejos, gran parte de la Formación está cubierta por un horizonte delgado de turba y está muy poco expuesta. Se detectaron varias anomalías de Au en esta área, siendo la más alta la que ocurre en el Río Quingoyacu. Más al oeste, en la zona de Pimo, las rocas de la Formación están fuertemente alteradas.

Con la escasa información disponible, no es posible proponer una hipótesis para la causa de esta área ampliamente anómala. La presencia de anomalías de Au, Hg, As y Sb y el paleoambiente de la Formación Plancharumi sugieren un origen epitermal. Es posible, aunque se considera poco probable, que las anomalías de Hg y Au no estén directamente relacionadas, ya que generalmente no coinciden en las mismas muestras. La principal anomalía de Hg en el Río Bermejos se encuentra dentro de la Formación Plancharumi, justo aguas abajo de las lavas y brechas andesíticas de la Formación Quimsacocha que la suprayacen en inconformidad. Otras anomalías de Hg también ocurren alrededor de la periferia de la Formación Quimsacocha en el área del mapa hacia el sur. Una explicación es que estas ubicaciones habrían sido las posiciones estructurales y topográficas donde podría haber ocurrido actividad de aguas termales relacionada con el volcán Quimsacocha. Por lo tanto, es posible que las anomalías de Hg en el Río Bermejos estén relacionadas con la mineralización dentro de la Formación Plancharumi, formada por un flujo geotérmico (descarga de aguas termales) desde el centro mucho más joven de Quimsacocha. Sin embargo, dicho modelo no explica la mineralización de Au, ni las anomalías de Hg en el Río Yanuncay.

7.2.8 Oro en el Río Soldados

Durante el presente estudio, se descubrieron varias anomalías geoquímicas de Au en los sedimentos fluviales del Río Soldados, y también se observó oro visible en los concentrados de batea. La fuente de este oro es desconocida. El valle mismo está cortado en tobas de flujo de cenizas dacíticas de la Formación Soldados y parece estar alineado a lo largo de una falla con tendencia NNW-SSE.

7.2.9 Mineralización polimetálica cerca de San Felipe de Molleturo

Se conocen varias localidades mineralizadas en el área de Molleturo. Éstas se encuentran cerca del contacto de la diorita de Molleturo.

Vetas de cuarzo polimetálicas con sulfuros de Cu, Pb y Zn se encuentran dentro de la intrusión de diorita cerca de su margen en [6794-96976] cerca de Chaupiurcu. Esta mineralización fue descubierta por el estudio de las Naciones Unidas y se encuentra en vetas y vetillas de cuarzo que se reporta contienen pirita, calcopirita, enargita, bornita, covelina, malaquita, galena y esfalerita.

7.2.10 Mineralización Cu-Mo en Miguir

Una pequeña área de calcopirita y molibdenita diseminadas ocurre en rocas volcánicas corneanizadas y silicificadas inmediatamente al oeste del puente en Miguir [6888-96905]. La corneanización y mineralización pueden estar relacionadas con la diorita de Molleturo, que aflora al oeste, aunque también podrían estar relacionadas con una granodiorita porfirítica oculta, un pequeño afloramiento de la cual se encuentra inmediatamente al este del puente.

7.2.11 Vetas de cuarzo en el área Miguir-Cerro Negro-Filo Cajas

Una amplia zona de vetas de cuarzo se encuentra al norte de Miguir, en el área entre Cerro Parco [6865-96914] y la Quebrada Cerro Negro [6874-96940], y alrededor de Lagunas Playas Encantadas [6910-96945] y el extremo sur de Filo Cajas. El área solo fue examinada de manera superficial durante el transcurso de algunas travesías geológicas ampliamente espaciadas. Aunque se sabe poco sobre esta área, se considera digna de una investigación más detallada.

El área está compuesta por tobas y lavas de la Unidad Filo Cajas, que son intruidas hacia el oeste por la diorita de Molleturo. La interpretación de fotografías aéreas e imágenes satelitales sugiere que un importante lineamiento con tendencia E-W corre a lo largo del Río Miguir y del Río Huilda. En el extremo oriental, el lineamiento se divide en una serie de ramificaciones que coinciden con las quebradas Cerro Negro, Playas Encantadas y Río Huilda. En las fotografías aéreas, los extremos orientales de estas ramificaciones parecen terminar en zonas fuertemente fracturadas con pequeñas fracturas de tendencia E-W de estrecho espaciamiento. La Quebrada La Chorrera, situada varios kilómetros al norte, parece marcar una línea similar de fracturas E-W. La geología de parte de esta área se complica por lo que parece ser en las fotografías aéreas un deslizamiento muy grande, que está limitado al norte por el Río Huilda y la Quebrada Cerro Negro, y al sur por el Río Miguir y la Quebrada El Parco. Una fractura semicircular a lo largo del Cerro La Cabezone-Filo Cerco de Piedras y Cerro Negro se interpreta como la cicatriz del deslizamiento.

El levantamiento geoquímico de sedimentos fluviales del proyecto detectó varias anomalías de Au en las quebradas de esta área.

El sendero que se dirige hacia el oeste desde Miguir hasta Cerro Parco y luego hacia el norte hasta la Quebrada Cerro Negro corre aproximadamente a lo largo del contacto entre la diorita de Molleturo y las tobas de la Unidad Filo Cajas. Desde Cerro Parco hacia el norte, hay signos de mineralización y anomalías de Au en varias quebradas. Donde el sendero cruza la Quebrada El Parco [6870-96920], hay una pequeña intrusión de cuarzomonzonita con prominentes fenocristales de feldespato potásico de color rosa. Esto parece ser una fase marginal de la diorita de Molleturo. Al continuar hacia el norte a lo largo del sendero dentro de la diorita, hay numerosas vetas de cuarzo, algunas de las cuales están asociadas con brechamiento. Éstas son particularmente comunes en el área entre la Quebrada Trinidad y la Quebrada Cerro Negro. El terreno al norte de la Quebrada Cerro Negro no ha sido examinado ni muestreado durante el presente proyecto.

También se realizó un recorrido geológico a través del área de Lagunas Playas Encantadas [6910-96945] y el extremo sur de Filo Cajas. La interpretación de fotografías aéreas sugiere que este terreno está fracturado. Se observaron algunas vetas de cuarzo alrededor de los lagos, y numerosas pequeñas vetas de cuarzo con tendencia E-W cortan el extremo sur de Filo Cajas alrededor de [6917-96948], algunas de las cuales se dice que contienen valores anómalos de Au. El sistema de vetas parece extenderse más al este de Filo Cajas, con vetas esporádicas de tendencia E-W que ocurren en las cercanías de los lagos alrededor de [6920-96945].

7.2.12 Mineralización en la cabecera de la cuenca del Río Patul

Durante el levantamiento geológico se descubrieron varias zonas de mineralización en la cabecera de la de cuenca del Río Patul.

Una zona de vetas de cuarzo delgadas y ampliamente espaciadas con alteración hidrotermal débil se encuentra en el extremo occidental de Laguna Sisarín [7002-97012]. Las vetas están alojadas dentro de tobas soldadas de flujo de cenizas riodacíticas en la parte superior de la Unidad Chulo, justo debajo de la inconformidad con las lavas andesíticas suprayacentes de la Formación Chanlud. Tienen una tendencia E-W y son verticales o con inclinación pronunciada, y varían hasta unas pocas decenas de centímetros de ancho. Una gran intrusión de riolita se encuentra inmediatamente al sur y al este, intruyendo tanto en la Unidad Chulo como en la Formación Chanlud. También ocurren brechas riolíticas silicificadas al suroeste del lago. Éstas no fueron examinadas en detalle, aunque el tinte de hierro visible desde la distancia sugiere que podrían estar mineralizadas.

Aunque el vetilleo en esta localidad no es particularmente intenso y no se observaron sulfuros, la localidad merece una mayor investigación porque los sedimentos fluviales de la Quebrada Chocarhuaycu, que drena el área vetada, presentan valores geoquímicos anómalos de Au-Ag. También se detectó una anomalía en el Río Curiquinga [69955-969932] que drena el lado sur de la intrusión de riolita.

Silicificación intensa y brechamiento con tintes de hierro extensamente desarrollados ocurre alrededor de [6961-97051].

La zona de mineralización más impresionante y extensa dentro del área de Patul se encuentra dentro de las tobas dacíticas y riolíticas de la Unidad Filo Cajas, al oeste del Cerro Ventanillas en [6935-97005]. Esto toma la forma de una fuerte silicificación con vetillas de cuarzo y pirita. Impresionante tinción de hierro asociada con la mineralización ocurre en acantilados en [6935-97006], pero no se examinó debido a la falta de tiempo y la inaccesibilidad. Los niveles superiores de esta mineralización fueron examinados de manera superficial adyacente al sendero. Aquí se observa brechamiento y vetillas de cuarzo de múltiples etapas. Dos muestras tomadas de roca silicificada contenían concentraciones muy bajas de metales base y valores de Au y Ag por debajo del límite de detección, pero eran anómalas en As y Hg (valores de 0.155 y 0.519 ppm de Hg).

Se descubrió una anomalía significativa de Au en sedimentos fluviales al oeste de la localidad previamente descrita en la rama occidental del Río Patul. No hay enriquecimiento coincidente en elementos *pathfinder* asociados con esta anomalía. La localidad no fue visitada durante el mapeo geológico, pero se encuentra en un área designada como tobas dacíticas y riolíticas de la Unidad Filo Cajas, que están intruidas por una diorita que forma el pico del Huahualcay.

7.2.13 Zonas mineralizadas dentro de la Formación Chanlud

Durante el transcurso del presente estudio, se encontraron varias zonas de mineralización dentro de las lavas andesíticas de la Formación Chanlud. La mayoría de estas ocurrencias parecen estar asociadas con fracturas o fallas NW-SE, y en menor medida con fracturas NE-SW.

La mayor de estas zonas se encuentra en el Cerro Alumbre [7130-97080], situado aproximadamente a 6 km al noroeste de la Represa Chanlud (Lámina 21). Se puede acceder al área por carretera hasta la represa de Chanlud y desde allí a pie hasta el Cerro Alumbre. El área solo se examinó de manera superficial durante un recorrido geológico. La mineralización consiste en una intensa piritización asociada con silicificación, albergada en lavas y brechas andesíticas horizontales. Se examinó una localidad en el lado sur de la montaña en [7135-97076]. Aquí las rocas están fuertemente silicificadas y piritizadas. La silicificación se presenta en forma de alteración pervasiva y vetillas multifase, y está asociada con brechas formadas por fracturación hidráulica o brechificación hidrotermal. Se recogieron tres muestras al azar de roca silicificada y piritizada para análisis químico. Todas contenían concentraciones subanómalas de metales base y preciosos, pero eran anómalas en As y débilmente anómalas en Hg (0.056-0.427 ppm). La alteración se extiende por más de un kilómetro a lo largo del lado sur de la montaña. El adyacente piso del valle del Río Machángara está ocupado por una gran área de pantano altamente ferruginoso (Láminas 22 y 23). Al menos algunos de los óxidos hidratados coloidales provienen de la pirita oxidada del Cerro Alumbre, pero si la mineralización está controlada por fallas, entonces la principal zona de mineralización podría estar debajo del pantano a lo largo de una falla oculta que se cree corre a lo largo del valle.

Al sureste de la Represa Chanlud, la silicificación y alteración argílica están asociadas con pirita en [7224-96995]. Esta mineralización está ubicada en la misma línea de falla que la del Cerro Alumbre. Ocurre aproximadamente en el contacto entre las lavas de la Formación Chanlud y las tobas subyacentes de la Unidad Tomebamba. La mineralización está expuesta en varios deslizamientos que están drenados por pequeños afluentes que presentan anomalías geoquímicas de metales base en sedimentos fluviales.

Alteración y piritización similares ocurren dentro de las lavas de la Formación en el camino hacia la Represa Labrada entre [7200-96969] y [7184-96980] en el valle de Chulco.

También se observó piritización y silicificación dentro de las lavas adyacentes al sendero en [7073-96990] entre Laguna Yanacocha y Cerro Santa Rosa. Esto no se examinó y, por lo tanto, se desconoce su extensión.

Otras dos pequeñas zonas de piritización ocurren dentro de las lavas de la Formación Chanlud en la cabecera del Río Ventanas en [7110-97116] y [7123-97124].

Durante el transcurso del proyecto se descubrieron varias anomalías geoquímicas en sedimentos fluviales en ríos que drenan la Formación Chanlud. Se encontraron cinco pequeñas anomalías de Au en el sistema de drenaje del Río Chulco. Anomalías de Pb, Zn y As ocurren en los tramos superiores del Río Corazón.



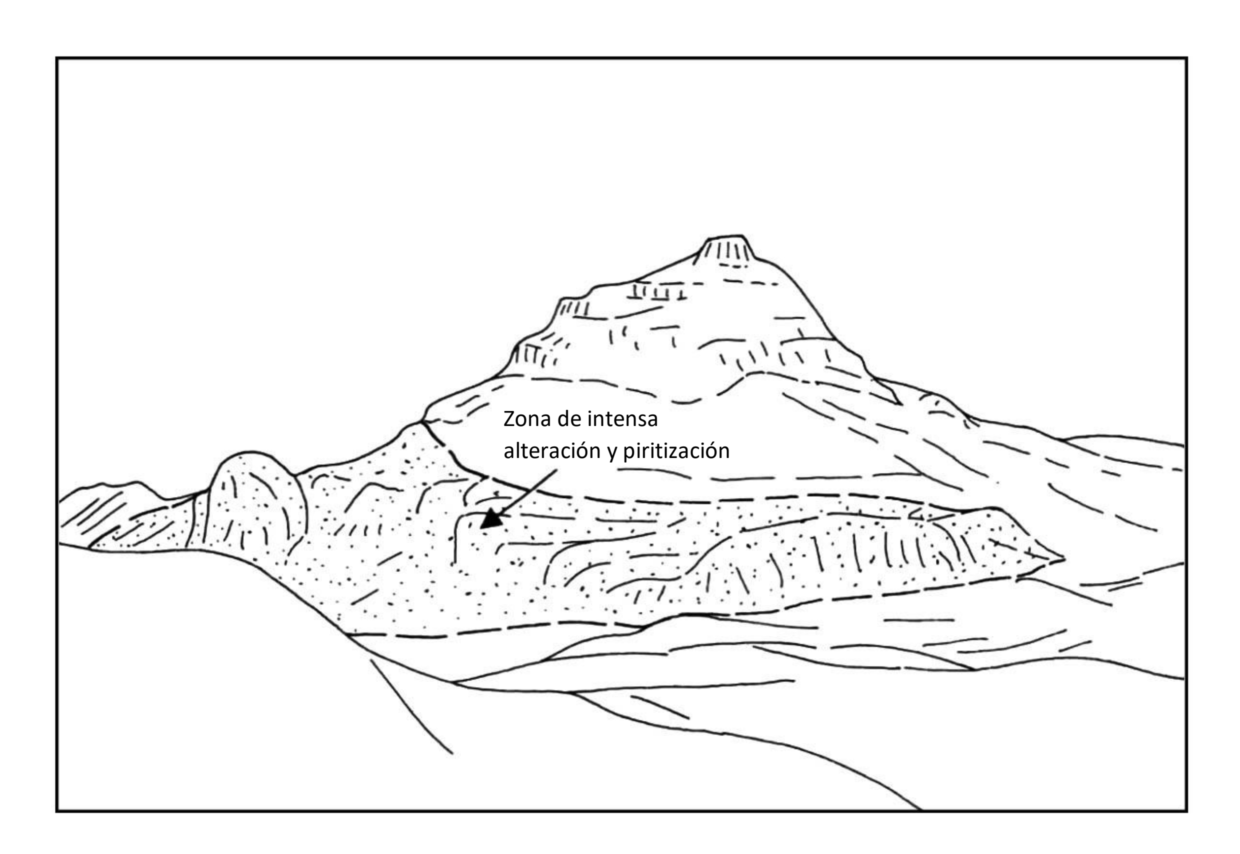
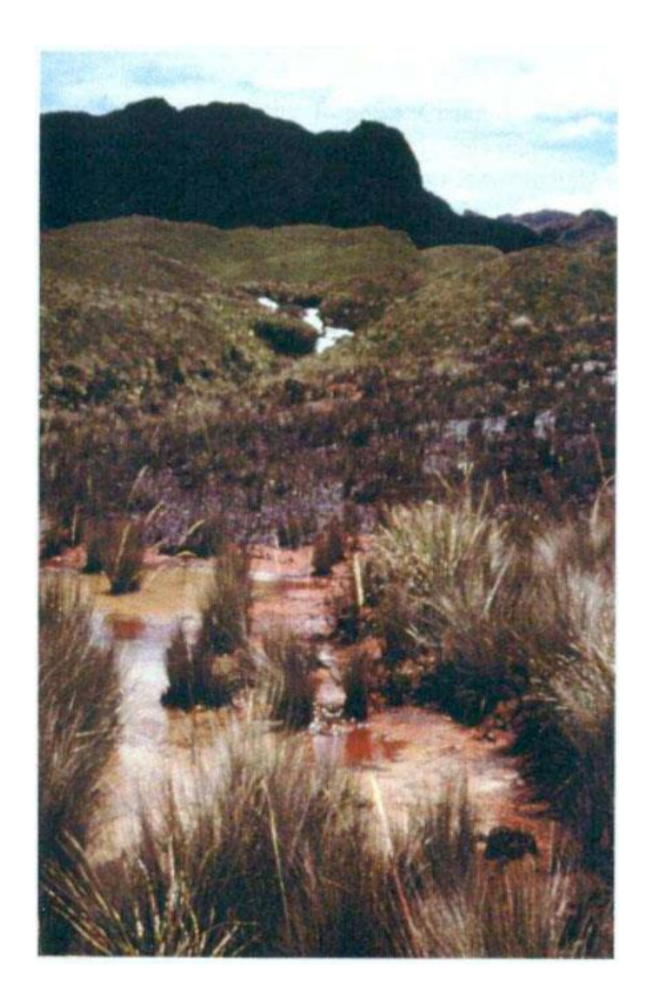


Lámina 21. Cerro Alumbre visto desde el sureste





Láminas 22 y 23. Turbera ferruginosa en el lado sureste del Cerro Alumbre

7.2.14 Mineralización polimetálica en el lado sur del Río Cañar

Se reportan varias ocurrencias de mineralización polimetálica de Au, Ag, Pb, Zn y Cu en una amplia área a lo largo del lado sur del Río Cañar, en los sectores de Gualleturo, Rosario [7035-97225], Ger [7167-97227], Malal [7195-97160] y Purubín [7126-97171].

Varias zonas de mineralización fueron descubiertas en esta región por las Naciones Unidas (UNDP, 1972) y, posteriormente, han sido investigadas por empresas de exploración comercial. Hay muy poca información registrada sobre la mineralización de esta región, excepto que se dice en general que tiene un carácter epitermal (por ejemplo, Palacios, 1994). Sin embargo, el origen y el estilo de mineralización en cada uno de estos prospectos ampliamente separados probablemente no sean los mismos, dada la variabilidad de la geología de la región.

El sector que más se ha investigado es el de Ger, donde se encuentran anomalías en Au, Ag, Pb, Cu, Zn, Mo y As. Se reporta que la mineralización se presenta en forma de vetillas de sílice que contienen abundante pirita. La cartografía en esta área durante el presente proyecto descubrió un grupo de domos de riolita fusionados, que están intruidos en tobas andesíticas y dacíticas asignadas a la Unidad Tomebamba. El domo más prominente y mejor conservado se encuentra inmediatamente al noroeste de Ger en [7168-97228] y podría estar relacionado con la mineralización. Sin embargo, cabe señalar que la geología en las cercanías de Ger ha sido perturbada por una gran (antigua) avalancha de escombros sobre la cual se construyó el asentamiento.

Varios afloramientos de mineralización dentro de tobas intermedias alteradas propilíticamente de la Unidad Tomebamba ocurren a lo largo del camino que conduce hacia el oeste desde Ger hasta el puente sobre el Río Cañar. Estos consisten en zonas de alteración silícea y argílica y brechificación que contiene pirita diseminada. La zona más intensa de éstas se puede ver a corta distancia al sur del puente en [7126-97236] en el camino que conduce a San Francisco de Gualleturo. También se descubrió una anomalía geoquímica de múltiples elementos en sedimentos fluviales (Zn, Pb, Ag, As, Sb y Hg) cerca de Ger en el Río de Raura [7148-97215]. La geología de esta cuenca no fue estudiada, pero el río contiene rodados de diorita hornbléndica que están piritizados y tienen trazas de calcopirita.

Más al oeste, hacia San Francisco de Gualleturo, se encuentran pequeños trabajos artesanales de oro en la Quebrada Osoyacu. Se encontró una pequeña anomalía geoquímica de Au en los sedimentos fluviales de la quebrada.

También se descubrió una anomalía geoquímica polimetálica de metales base y preciosos en sedimentos fluviales a unos pocos kilómetros al suroeste de Gulag Bajo, en el Río Corazón en [7039-97203]. Este sitio se encuentra en el contacto entre una intrusión de granodiorita y tobas dacíticas silicificadas. También se descubrieron otras anomalías de metales base y preciosos en la cabecera de esta cuenca de drenaje (ver Williams et al., 1998).

Al suroeste de San Antonio de Gualleturo, se detectó una fuerte anomalía de Au en los sedimentos fluviales de la Quebrada de Las Ánimas. El valor más alto se encuentra cerca de Chaupiyunga [6999-97208], desde donde una traza de dispersión de anomalías decrecientes se extiende río abajo. El lecho rocoso en esta área consiste en tobas piritizadas que se asignan a la Formación Ocaña.

Más al sur y a una altitud mayor, se informa que la mineralización epitermal ocurre en el sector de Purubín [7126-97171]. Se reportan altas anomalías de Ag, Pb, Cu y Zn en vetillas y brechas hidrotermales dentro de dacitas y riolitas. La cartografía geológica sugiere que esta área no está compuesta por rocas dacíticas y riolíticas, sino por lavas andesíticas de la Formación Chanlud.

Durante el transcurso de la cartografía geológica, se observó mineralización cerca de Shuya. La localidad se encuentra en [7181-97203], donde el sendero hacia Ger se separa de la curva en el camino poco antes de Shuya. La mineralización se presenta en forma de silicificación y vetillas de cuarzo, incluyendo cuarzo calcedónico, con pirita y posiblemente arsenopirita. La naturaleza original de la roca es difícil de identificar debido a la silicificación. En el campo, la roca parece ser una toba, aunque el área ha sido mapeada como Formación Chanlud.

7.2.15 Mineralización epitermal de plata en Achupallas

En Achupallas, situado en la carretera principal aproximadamente a 5 km al sureste de Suscal, se encuentra un domo de riolita intrusiva. Este domo intruye las lavas andesíticas de la Formación Chanlud y probablemente pertenece al mismo conjunto de intrusiones de riolita descrito en el área de Ger en el lado sur del Río Cañar (ver sección anterior). La cima del domo está expuesta en una cantera adyacente a la carretera en [7135-97269]. Aquí está fuertemente brechificada y silicificada, y contiene abundante óxido de hierro en las superficies de fractura y en las vetillas, que se presume ha reemplazado a los sulfuros oxidados. Se reporta que la riolita mineralizada contiene altos valores de Ag. Durante el presente proyecto, se recogió de manera no sistemática dos muestras de riolita mineralizada. Éstas contenían concentraciones de Ag débilmente anómalas de 2.3 ppm y 5.3 ppm, pero valores moderadamente anómalos de Hg de 0.619 ppm y 12.007 ppm, así como concentraciones anómalas de As y Sb.

7.2.16 Alteración hidrotermal de rocas al oeste de Ducur

Una zona poco expuesta de alteración hidrotermal, que consiste en rocas caolinizadas con sulfuros y sulfatos, se encuentra a lo largo de la carretera Zhud-La Troncal al oeste de Ducur, entre [7076-97291] y [7063-97485].

7.2.17 Alteración hidrotermal cerca de Chunchi

Un área moderadamente grande de alteración hidrotermal, que consiste en arcillas manchadas de amarillo con sulfatos, se encuentra a lo largo de la carretera Panamericana cerca de Chunchi, entre [7313-94476] y [7332-97485]. Esto ocurre dentro de lavas y brechas de la Formación Cisarán.

7.3 Minerales industriales

7.3.1 Caolín

El caolín se extrae en pequeñas cantidades de las tobas profundamente alteradas de la Formación Tarqui en [7078-96738], aproximadamente a 8 km al suroeste de Baños de Cuenca.

7.3.2 Azufre

El azufre se ha extraído cerca de Tixán en la Mina de Shucos [7417-97612]. La mineralización está alojada en lavas andesita-dacíticas de la Formación Cisarán cortadas por zonas de intensa silicificación con abundante pirita, sulfatos y azufre nativo. La mina produjo 1188 toneladas de azufre fino antes de su abandono en 1971. En años recientes, la mina ha sido explorada en busca de metales preciosos.

7.3.3 Travertino

El travertino se produce como piedra ornamental en las canteras de Mina Santa Rosa [7246-96945], situadas aproximadamente a 7 km al noreste de Chiquintad. El travertino representa depósitos fósiles de aguas termales en el contacto entre los sedimentos de la cuenca de Cuenca y las lavas y tobas andesíticas del Grupo Saraguro. El contacto entre los dos tipos de roca parece ser un corrimiento, con los sedimentos de la cuenca corridos hacia el oeste sobre el Grupo Saraguro.

7.3.4 Arena y grava

La arena y la grava se producen en pequeñas cantidades en diversos trabajos locales en depósitos aluviales.

7.3.5 Roca dura para agregados

La roca dura se extrae localmente para la construcción de caminos. La cantera más grande en el área se encuentra en las tobas andesita-dacíticas de la Unidad Tomebamba en [7023-96932], a un lado de la carretera principal a través del parque recreativo Cajas. Esta cantera se desarrolló durante el periodo del mapeo para proporcionar agregado para la construcción de la carretera y, posteriormente, para abastecer a otros proyectos de construcción de caminos alrededor de Cuenca.

8. HISTORIA GEOLÓGICA

Las rocas metamórficas son las más antiguas del área y forman un basamento para la cubierta volcánica más joven en toda la región al sureste de la Falla Bulubulu. Éstas son predominantemente rocas metasedimentarias de bajo grado, cuyo protolito consistía principalmente en limolitas, lodolitas y areniscas estratificadas, así como conglomerados. También se encuentran rocas esquistosas y gnéisicas de alto grado, particularmente cerca de los márgenes de las intrusiones granitoides. Éstas, junto con las ocurrencias de metagranitos con cuarzo azul cerca de Huigra y los ortogneises con granate justo al sur del área mapeada, indican que el basamento metamórfico es relativamente complejo. Esta complejidad se ajusta a la hipótesis de Litherland et al. (1994) de que gran parte del área probablemente está subyacida por rocas metasedimentarias del Paleozoico Tardío del Terreno Chaucha, que fue afectado por una orogenia triásica.

La Unidad Pallatanga del Cretácico Medio a Tardío consiste predominantemente en basaltos submarinos que tienen firmas geoquímicas tipo MORB. Se considera que estos representan parte de una secuencia ofiolítica que fue acrecionada contra el margen del continente sudamericano en el Cretácico Tardío. La línea de sutura para esta acreción dentro del área está marcada por la Falla Bulubulu, que separa las rocas metamórficas al sureste, de los basaltos de la Unidad Pallatanga al noroeste. Varias líneas de evidencia indirecta sugieren una edad campaniana para esta acreción. Éstas incluyen el reseteo generalizado de edades isotópicas en rocas pre-Cretácicas de la Cordillera Real entre 85-65 Ma, que se cree fue causado por un levantamiento en respuesta a los primeros eventos de acreción de la Cordillera Occidental (Aspden et al., 1992). La evidencia estratigráfica de la emergencia de una proto-Cordillera Real en el Cretácico Tardío también se presenta por los contrastantes ambientes sedimentarios en ambos lados de la cordillera, con turbiditas marinas maastrichtienses de la Unidad Yunguilla acumulándose al oeste y capas rojas de la Formación Tena al este (Baldock, 1982).

La secuencia de abanicos turbidíticos marinos maastrichtienses de la Unidad Yunguilla se depositó al menos en parte sobre el terreno oceánico acrecionado de la Unidad Pallatanga. La evidencia petrográfica indica que el sedimento se derivó de un área de origen metamórfico, que presumiblemente estaba siendo erosionada a medida que la proto-Cordillera Real se formaba al este. La evidencia de inestabilidad durante la acumulación de la Unidad Yunguilla se presenta mediante estructuras de slump a gran escala y pliegues de sedimentos blandos dentro de las turbiditas, así como por la presencia generalizada de depósitos de flujo de escombros intraformacionales. La presencia local de material volcanoclástico basáltico dentro de la unidad en el suroeste también indica una fuente volcánica basáltica que podría haber estado activa en el momento de la deposición.

La Unidad Macuchi está compuesta por rocas volcánicas basálticas y andesíticas del Eoceno Temprano a Medio y probablemente del Paleoceno. Las rocas de la unidad tienen afinidad transicional de tipo toleítico a calco-alcalina y características de elementos traza compatibles con la formación dentro de un entorno de arco insular intra-oceánico inmaduro. Las rocas de la unidad se acumularon en un ambiente submarino en el que gran parte del material fue transportado y depositado por procesos de flujo en masa, aunque hay evidencia generalizada de que material piroclástico y algunas lavas probablemente fueron erupcionadas en aguas poco profundas, y que posiblemente alguna actividad piroclástica podría haber sido subaérea.

La secuencia siliciclástica de relleno de cuenca del Paleoceno-Eoceno del Grupo Angamarca probablemente se depositó en un mar marginal de antearco que separaba el arco insular Macuchi del margen continental. En el Eoceno más Tardío, el Arco Macuchi fue acrecionado de manera oblicua sobre el margen continental y trasladado hacia el norte, deformando el Grupo Angamarca y la Unidad Yunguilla, y en algunos lugares emplazando tectónicamente fragmentos de los basaltos de Pallatanga en los sedimentos de Yunguilla. La Zona de Fallas Chimbo-Cañi marca la línea de sutura de este segundo evento de acreción dentro del área, separando la Unidad Macuchi al noroeste, del Grupo Angamarca y unidades litotectónicas más antiguas al sureste.

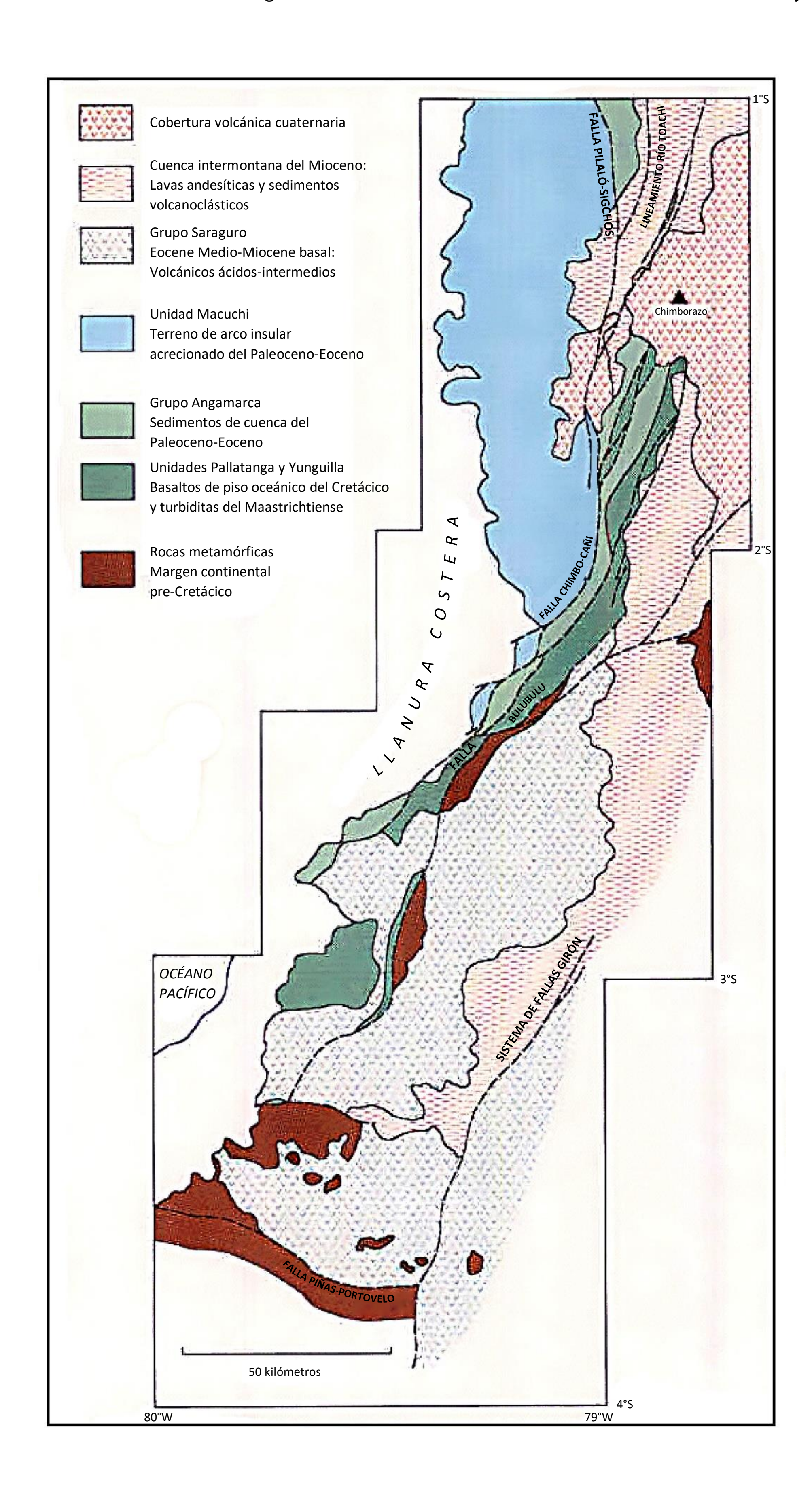


Figura 22. Mapa geotectónico simplificado de la Cordillera Occidental de Ecuador entre 1°-4°S

El volcanismo calco-alcalino relacionado con la subducción del margen continental del Grupo Saraguro comenzó en el Eoceno Medio más Tardío y continuó hasta el Mioceno Temprano. Los productos volcánicos se depositaron sobre un basamento de rocas metamórficas y basaltos oceánicos cizallados de la Unidad Pallatanga. Durante este prolongado período de actividad, hubo numerosos eventos volcánicos de carácter y composición contrastantes separados por períodos de deformación y erosión. Se han reconocido los productos de al menos once de tales eventos dentro del Grupo Saraguro del área. La actividad más temprana se caracterizó por la erupción de flujos piroclásticos y lavas dacíticas y riolíticas a gran escala durante el Eoceno Tardío a Medio más tardío y está representada por la Formación Ocaña, la Unidad Chulo y la Unidad Filo Cajas.

La presencia de tobas de flujo de ceniza dentro del Grupo Angamarca, que son de la misma edad y composición que las tobas de flujo de ceniza más antiguas datadas del Grupo Saraguro, sugiere que los flujos piroclásticos de la actividad Saraguro fluyeron hacia la cuenca sedimentaria de Angamarca desde el este. Esto implica que la actividad volcánica del Grupo Saraguro comenzó antes de la acreción del arco insular Macuchi, la cual causó el cierre y la deformación de la cuenca Angamarca.

Al final del Eoceno o posiblemente al comienzo del Oligoceno, las unidades volcánicas dacíticas y riolíticas de la Formación Ocaña, la Unidad Chulo y la Unidad Filo Cajas experimentaron un período de deformación y erosión antes de la erupción y deposición de las tobas de flujo de ceniza andesíticas de la Unidad Tomebamba, que se superponen en inconformidad. La erupción de las tobas Tomebamba marcó el inicio de una fase de actividad notablemente más andesítica dentro del Grupo Saraguro, la cual continuó por el Oligoceno Temprano. Las unidades litoestratigráficas formadas durante esta fase de actividad predominantemente andesítica incluyen la Unidad Tomebamba, la Formación Río Blanco y la Formación Chanlud.

Durante el tiempo de la Formación Chanlud, fueron erupcionados grandes volúmenes de lavas andesíticas sobre un área extensa. Éstas estaban asociadas con la inyección de un enjambre de diques con tendencia NW, lo que indica que un régimen de esfuerzo tensional NE-SW coincidió con esta fase de actividad. Tal régimen puede haberse desarrollado en respuesta al movimiento de rumbo dextral a lo largo de las principales fallas con tendencia NE que limitan el terreno, las cuales debido a su curvatura en este sector de la cordillera podrían haber generado estructuras pull-apart dentro del margen continental. Se propone que la deformación del final del Eoceno y Oligoceno basal de las unidades volcánicas dacíticas-riolíticas tempranas del Grupo Saraguro coincidió con la colisión y acreción final del arco insular Macuchi. Se cree que los movimientos de rumbo dextral a lo largo de las fallas de límite como resultado de la continua traslación hacia el norte del terreno Macuchi generaron un régimen estructural pull-apart tensional al sureste de la Falla Bulubulu, lo que facilitó el rápido ascenso de magmas andesíticos menos evolucionados. Durante el tiempo de la Formación Chanlud, este entorno estructural estaba suficientemente desarrollado para la formación de enjambres de diques y la rápida efusión de grandes volúmenes de lava.

Para el Oligoceno Tardío, la actividad del Grupo Saraguro volvió una vez más al volcanismo ácido, caracterizado en gran medida por la erupción en el Oligoceno Tardío y Mioceno Temprano de flujos piroclásticos a gran escala de la Formación Soldados (dacítica), y las formaciones Cerro Caucay, Plancharumi y Jubones (todas riolíticas), separadas por períodos de deformación y erosión.

En el Mioceno Temprano (ca. 18 Ma), la tensión E-W resultó en la formación de cuencas intermontanas, incluyendo la cuenca de Cuenca a lo largo del margen oriental del área cartografiada. Sedimentos fluviales del Mioceno Temprano a Medio del Grupo Ayancay y de la Formación Turi del Mioceno Tardío se depositaron dentro de la cuenca de Cuenca.

Durante el Mioceno Tardío, fueron erupcionadas lavas andesíticas en el sur del área desde el estratovolcán Quimsacocha, situado justo al sur del límite del mapa. Un evento piroclástico a gran escala, caracterizado por flujos de ceniza y caídas de ceniza, produjo las tobas ácidas de la Formación Tarqui poco después de la actividad de Quimsacocha. En el norte del área, durante el Mioceno Tardío también fueron erupcionados grandes volúmenes de lavas andesíticas-dacíticas y menores cantidades de tobas ácidas y depósitos de pómez de la Formación Cisarán. Una secuencia potente de rocas volcanoclásticas detríticas de grano muy grueso está intercalada con las lavas de Cisarán y parece haberse acumulado principalmente en un ambiente fluvial con el desarrollo local de facies lacustres.

Durante el Cuaternario, las zonas altas en el sur del área fueron glaciadas. En el norte del área, cenizas volcánicas jóvenes cubren el terreno, y en el extremo noreste, entre Tixán y Palmira, se depositaron depósitos de pómez, cenizas y diatomitas de la Formación Palmira en una cuenca fluvio-lacustre. Los depósitos piroclásticos pumíceos (depósitos de ignimbrita) también ocurren dentro de los valles tan al sur como Alausí y se cree que fueron erupcionados desde uno de los principales estratovolcanes cuaternarios en el área de Riobamba.

9. AGRADECIMIENTOS

Los autores deseamos agradecer a los numerosos conductores que nos ayudaron durante el trabajo de campo, incluidos Hermes Chanchay, José (Pepino) López, Daniel Obando, Walter Obando, José Sánchez y Patricio Vega, quienes brindaron una excelente compañía en el camino y lograron mantener una serie de vehículos poco fiables. Un agradecimiento especial a la familia de Don Gerardo Pelaez de Chulo, quienes actuaron como guías en las partes más remotas del área de Cajas y, en numerosas noches frías, compartieron su hogar y nos ofrecieron muchos canelazos reconfortantes. El estudiante de geología Vinicio Ortiz nos acompañó en varios recorridos de campo y ayudó en una variedad de tareas en la oficina. Realizó este trabajo con energía, entusiasmo y buen humor, demostrando una capacidad para el pensamiento independiente y las ideas originales. Agradecemos a Fabiola Alcocer por su apoyo como secretaria durante el transcurso del proyecto. Finalmente, queremos reconocer a nuestros colegas Richard Hughes, Bill McCourt y Warren Pratt por las estimulantes discusiones sobre la geología de la región.

10. BIBLIOGRAFÍA

ASPDEN J. A., BONILLA W. and DUQUE P. (1995) The El Oro metamorphic complex, Ecuador: geology and economic mineral deposits. *Overseas Geology and Mineral Resources,* No. 67, 63 pp.

BALDOCK J. W. (1982) Geología del Ecuador. Boletín de la Explicación del Mapa Geológico (1:1000000) de la República del Ecuador. Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos. Quito, 54 pp.

BRISTOW C. R. (1981) An annotated bibliography of Ecuadorian Geology. Institute of Geological Sciences, Overseas Memoir 58, London.

BRISTOW C. R. and HOFFSTETTER R. (1977) Lexique Stratigraphique International, Ecuador. Second edition. Paris: Centre National de la Recherche Scientifique.

BRISTOW C. R. and PARODIZ J. J. (1982) The stratigraphical palaeontology of the Tertiary non-marine sediments of Ecuador. *Bulletin of Carnegie Museum of Natural History,* 19. 1-53 (Pittsburgh, Pennsylvania).

BRITISH GEOLOGICAL SURVEY and CORPORACIÓN DE DESARROLLO E INVESTIGACIÓN GEOLÓGICO MINERO Y METALÚRGICO (1993a) National geological map of Ecuador, scale 1:1000000. (Keyworth, Nottingham; BGS, and Quito; CODIGEM).

BRITISH GEOLOGICAL SURVEY and CORPORACIÓN DE DESARROLLO E INVESTIGACIÓN GEOLÓGICO MINERO Y METALÚRGICO (1993b) National tectono-metallogenic map of Ecuador, scale 1:1000000. (Keyworth, Nottingham; BGS, and Quito; CODIGEM).

BRITISH GEOLOGICAL SURVEY and CORPORACIÓN DE DESARROLLO E INVESTIGACIÓN GEOLÓGICO MINERO Y METALÚRGICO (1998a) Geological map of the Western Cordillera, Ecuador between 1 and 2 degrees south. (1:200000). (BGS, Nottingham; CODIGEM, Quito).

BRITISH GEOLOGICAL SURVEY and CORPORACIÓN DE DESARROLLO E INVESTIGACIÓN GEOLÓGICO MINERO Y METALÚRGICO (1998b) Geological map of the Western Cordillera, Ecuador between 2 and 3 degrees south. (1:200000). (BGS, Nottingham; CODIGEM, Quito).

BRITISH GEOLOGICAL SURVEY and CORPORACIÓN DE DESARROLLO E INVESTIGACIÓN GEOLÓGICO MINERO Y METALÚRGICO (1998c) Geological map of the Western Cordillera, Ecuador between 3 and 4 degrees south. (1:200000). (BGS, Nottingham; CODIGEM, Quito).

BRITISH GEOLOGICAL SURVEY and CORPORACIÓN DE DESARROLLO E INVESTIGACIÓN GEOLÓGICO MINERO Y METALÚRGICO (In press) Geological map of the Western Cordillera, Ecuador between 0 and 1 degrees south. (1:200000). (BGS, Nottingham; CODIGEM, Quito).

DIRECCIÓN GENERAL DE GEOLOGÍA Y MINAS (1975a) Mapa geológico del Ecuador, Alausí, Hoja 71 (1:100000). (Quito).

DIRECCIÓN GENERAL DE GEOLOGÍA Y MINAS (1975b) Mapa geológico del Ecuador, Cañar, Hoja 72 (1:100000). (Quito).

DIRECCIÓN GENERAL DE GEOLOGÍA Y MINAS (1979) Mapa geológico del Ecuador, Bucay, Hoja 51 (1:100000). (Quito).

DIRECCIÓN GENERAL DE GEOLOGÍA Y MINAS (1980a) Mapa geológico del Ecuador, Gualleturo, Hoja 52 (1:100000). (Quito).

DIRECCIÓN GENERAL DE GEOLOGÍA Y MINAS (1980b) Mapa geológico del Ecuador, Cuenca, Hoja 53 (1:100000). (Quito).

DIRECCIÓN GENERAL DE GEOLOGÍA Y MINAS (1980c) Mapa geológico del Ecuador, Azogues, Hoja 73 (1:100000). (Quito).

EGÜEZ A. (1986) Evolution Cénozoïque de la Cordillère Occidentale Septentrionale d’Equateur (0°15’S o 1°10’S). Les mineralisation associées. Unpublished PhD. Thésis, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 116p.

EGÜEZ A., CAJAS M. and DAVILLA F. (1988) Distribución de terrenos oceánicos alóctonos y de terrenos continentales en la Cordillera Occidental del Ecuador: evidencias en las geotravesías Otavalo-Selva Alegre y Cañar-La Troncal. Politécnica. Monografía de Geología, Vol. 6, Part. XIII, No. 3, 101-136, Quito.

EGÜEZ A., DUGAS F., BONHOMME M. (1992) Las Unidades Huigra y Alausí en la Evolución Geodinámica del Valle Interandino del Ecuador. Boletín Geológico Ecuatoriano, 3, 47-56.

EMC (1997) High grade gold mineralisation reported by Ecuadorian et Beroen, Ecuador. New release of Ecuadorian Minerals Corporation, October 1, 1997. Internet site www.emcinfo.com/emc.

EMC (1998) Ecuadorian to acquire Río Tinto concessions and hold 100% interest at Beroen Gold/Silver property, Ecuador. News release of Ecuadorian Minerals Corporation, June 10, 1998. Internet site www.emcinfo.com/emc.

ERAZO M. T. (1957) Apuntes sobre la geología y estructura del Valle de Cuenca. *Anales de la Universidad de Cuenca.* Vol. 13, 157-197.

FAUCHER B. and SAVOYAT E. (1973) Esquema Geológico de los Andes Ecuatorianos. *Revue de Géographie et de Géologie Dynamique (2),* XV, Fase 1-2, 115-142. Paris.

GANSSER A. (1973) Facts and theories on the Andes. *Journal of the Geological Society of London,* 129, 93-131.

GILL J. B. (1978) Role of trace element partition coefficients in models of andesite genesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 42, 709-724.

GOOSSENS P. J. and HOLLISTER V. G. (1973) Structural control and hydrothermal alteration pattern of Chaucha Porphyry Copper, Ecuador. *Miner. Deposita.* Vol. 8, 321-331.

GOOSSENS P. J. and ROSE W. I. (1973) Chemical composition and age determination of tholeiitic rocks in the Basic Igneous Complex, Ecuador. *Bulletin of the Geological Society of America,* 84, 1043-1052.

HENDERSON W. G. (1979) Cretaceous to Eocene volcanic arc activity in the Andes of northern Ecuador. *Journal of the Geological Society of London*, Vol. 136, 373-378.

HENDERSON W. G. (1981) The volcanic Macuchi Formation, Andes of Northern Ecuador. *Newsletter in Stratigraphy,* **9**, *157-168.*

HUGHES R. A. and BERMÚDEZ R. A. (1997) Geology of the area between 1 degree south and the Equator, Western Cordillera, Ecuador. Report No. 4. Open File Report WC/97/25. British Geological Survey.

HUNGERBÜHLER D. (1997) Neogene basins in the Andes of Southern Ecuador: evolution, deformation and regional tectonic implications. Unpublished PhD thesis, Institute of Geology, ETH Zürich, Switzerland.

HUNGERBÜHLER D. and STEINMANN M. (1996) Curso internacional geología de cuencas sedimentarias (Mioceno, Sur del Ecuador), Guía de campo, *Escuela Politécnica Federal de Zürich,* 27 pp.

KENNERLEY J. B. (1973) Geology of Loja Province Southern Ecuador. Institute of Geological Sciences. *Overseas Geology and Mineral Resources, Photogeological Unit,* No. 23, 34 pp.

KENNERLEY J. B. (1980) Outline of the geology of Ecuador. Institute of Geological Sciences. *Overseas Geology and Mineral Resources,* No. 55, 20 pp.

LAVENU A., NOBLET C., BONHOMME M. G., EGÜEZ A., DUGAS F. and VIVIER G. (1992) New K-Ar age dates of Neogene and Quaternary volcanic rocks from the Ecuadorian Andes. Implications for the relationship between sedimentation, volcanism and tectonics. Journal of South American Earth Sciences. Vol. 5, part 3/4, 309-320.

LE MAITRE R.W. (ED.), BATEMAN P., DUDEK A., KELLER J., LAMEYRE J., LE BAS M. J., SABINE P. A., SCHMID R., SØRENSEN, STREKEISEN A., WOOLLEY A. R. and ZANETTIN B. (1989) A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 196 pp.

LEBRAT M. (1985) Characterisation Géochimique du volcanisme ante-orogénique de l'occident équatorien: implications géodynamiques. Unpublished PhD thésis, Centre Géologique and Géophysique de Montpellier, Paris.

LITHERLAND M., ASPDEN J. A. and JEMIELITA R. A. (1994) The metamorphic belts of Ecuador. *Overseas Memoir of the British Geological Survey,* No. 11.

LONSDALE P. (1978) Ecuadorian subduction system. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, 62, 2454-2477.*

LÓPEZ E., MERLYN M., PUIG C. and VAN THOURNOUT F. (1983) Chaucha: Caso típico del modelo clásico de pórfido cuprífero. Unpublished Report, INEMIN, Quito, 31 pp.

McCOURT W. J., DUQUE P. and PILATASIG L. (1997) Geology of the Western Cordillera of Ecuador between 1-2°S. CODIGEM-BGS, Quito, Ecuador.

MEGARD F., LEBRAT M. and MOURIER T. (1986) Las suturas entre bloques exóticos y continental en el Ecuador y el norte del Perú. *Comunicaciones,* 3, 17-30.

MESCHEDE M. (1986) A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. Chemical Geology, 56, 207-218.

MINISTERIO DE RECURSOS NATURALES Y ENERGÉTICOS e INSTITUTE OF GEOLOGICAL SCIENCES (MRNE-BGS) (1982) Mapa Geológico Nacional de la República del Ecuador. Escala 1:1000000, Quito.

MISIÓN BELGA (1986) Informe Final. Estudio del yacimiento de cobre porfídico de Chaucha, Ecuador. *Open File Report, INEMIN,* Quito, 334 pp. (unpublished).

MÜLLER-KAHLE E. and DAMON P. E. (1969) K-Ar age of a biotite granodiorite associated with primary Cu-Mo mineralization at Chaucha, Ecuador. In Damon, P. E. (Editor). Correlation and chronology of ore deposits and volcanic rocks. United States Atomic Energy Commission. Annual Progress Report CCO-689-130. University of Arizona, Tucson, 46-48.

NAKAMURA N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica Cosmochimica Acta.* 38, 757-775.

PALACIOS W. (1994) Mineralización en el sector de El Rosario. Memorias 4, Jornadas en Ciencias de la Tierra, 80-81.

PEARCE J. A. (1975) Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics,* 25, 41-67.

PEARCE J. A. (1975) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: *Continental Basalts and Mantle Xenoliths.* (Editors: Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J.). 230-249. Shiva, Nantwich.

PEARCE J. A. and CANN J. R. (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth and Planetary Science Letters, 12, 339-349.

PEARCE J. A. and NORRY M. J. (1979) Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. Contributions to Mineralogy and Petrology, 69, 33-47.

PÉREZ H. O. (1990) Sansahuin y Quimsacocha: centros de emisión de la Formación Tarqui. *Boletín Geológico Ecuatoriano,* Vol. 1, 69-73.

PRATT W. T., FIGUEROA J. and FLORES B. (1997) Geology of the Western Cordillera of Ecuador between 3-4°S. CODIGEM-BGS, Quito, Ecuador.

RIVERA M., EGÜEZ A. and BEATE B. C. (1992) El volcanismo Neógeno de los Andes Australes: Sus manifestaciones en la zona entre Cuenca y Soldados, Ecuador. Memorias de las Segundas Jornadas en Ciencias de la Tierra, p. 56-57.

SAUER W. (1957) *El mapa geológico del Ecuador. Memoria explicativa.* (Universidad Central; Quito).

SAUER W. (1965) *Geología del Ecuador.* Edit. Ministerio de Educación Pública, (Quito), 383 p.

SHERVAIS J. W. (1982) Ti-V plots and the petrogenesis of modern ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters,* 59, 101-118.

SILLITOE R. H. (1974) Tectonic segmentation of the Andes: implications for magmatism and metallogeny. *Nature,* 250, 542-545.

SNELLING N. J. (1969) Personal communication in Bristow C. R. and Hoffstetter R. (1977) (Compilers). Lexique Stratigraphique International; Ecuador. Second Edition, Paris: Centre National de la Recherche Scientifique.

STEINMANN M. (1997a) Fission track age determinations of zircons for Misión Geológica Británica, Quito, Ecuador. Geological Institute ETH Zürich, Switzerland.

STEINMANN M. (1997b) The Cuenca Basin of southern Ecuador: tectono-sedimentary history and the Tertiary Andean evolution. Unpublished PhD thesis. Institute of Geology, ETH Zürich, Switzerland.

THALMANN H. E. (1946) Micropalaeontology of Upper Cretaceous and Paleocene in Western Ecuador. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists,* Vol. 30, 345.

TSCHOPP H. J. (1948) Geologische Skizze von Ekuador. *Bull. Assoc. Suisse Géol. Ing. Pét.,* Vol. 15, 14-45.

TSCHOPP H. J. (1953) Oil explorations in the Oriente of Ecuador. 1938-1950. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists,* Vol. 37, 2303-2347.

TROUW R. (1976) Cuatro cortes por la faja metamórfica de la Cordillera Real, Ecuador. Escuela Politécnica Litoral, Guayaquil.

UNITED NATIONS DEVELOPMENT PROGRAMME (1969) Survey of metallic and non-metallic minerals. Coal Investigations (Operation No. 1, Cuenca-Biblián and Loja). *Technical Report, United Nations Development Programme, Quito-New York.*

UNITED NATIONS DEVELOPMENT PROGRAMME (1969) Survey of metallic and non-metallic minerals. Geochemical exploration 1965-1969. *Technical Report No. 1. United Nations Development Programme,* Quito-New York.

UNITED NATIONS DEVELOPMENT PROGRAMME (1972) Survey of metallic and non-metallic minerals. *Technical Report No. 16. United Nations Development Programme,* Quito-New York.

VAN THOURNOUT F. (1991) Stratigraphy, magmatism and tectonism in the Ecuadorian Northwestern Cordillera, metallogenic and geodynamic implications. Unpublished PhD thesis, Katholieke Universiteit, Leuven.

VAN THOURNOUT F., AND GUZMÁN J. (1988) Brechas hidrotermales relacionadas con posibles centros eruptivos en los volcánicos Tarqui cerca de Angas, Azuay. Significado metalogénico para la Formación. Politécnica, Monografía de Geología 6. Vol. 13, No. 3, 7-31.

WALKER G. P. L. (1973) Lengths of lava flows. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London,* 274, 107-118.

WILKINSON I. P. (1996) Foraminifera from a suite of slides from the Western Cordillera of the Ecuadorian Andes. Technical Report WH/96/99R. Biostratigraphy and Sedimentology Research Group BGS, Nottingham, United Kingdom.

WILKINSON I. P. (1997) Foraminifera from a suite of six samples from Ecuador. BGS open-file report WH97/85R.

WILLIAMS T. M., GAIBOR A. and DUNKLEY P. N. (1998) Geochemical reconnaissance survey of the Cordillera Occidental of Ecuador between 2°-3° S. Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental: Programa de Información Cartográfica y Geológica. Report No. 7.

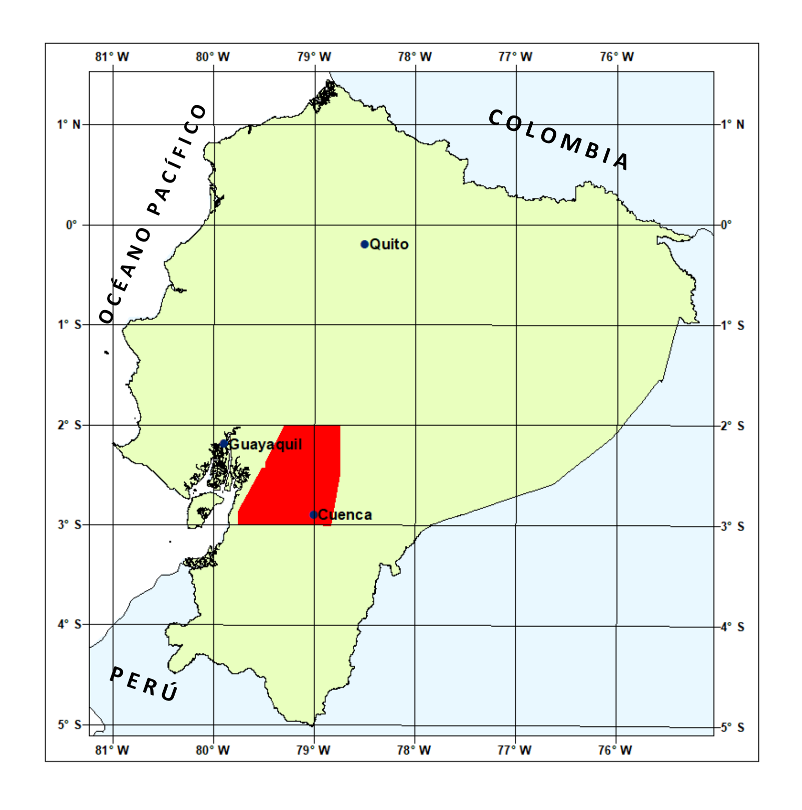
WINTER T. and LAVENU A. (1989) Morphological and microtectonic evidence for a major active right-lateral strike-slip fault across central Ecuador (South America). *Ann. Tectonicae,* 2, 123-129.

WOLF T. (1892) Geografía y Geología del Ecuador. Leipzig: Brockhaus.

ANEXO 1 DEL INFORME:

GEOLOGÍA DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL
DEL ECUADOR
ENTRE 2°00’ Y 3°00’ S

RADIACIÓN GAMA



PROGRAMA DE INFORMACIÓN Y CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA
(UBICACIÓN DEL ÁREA DEL MAPA 2)

QUITO, 1997

El uso de lecturas del espectrómetro de rayos gamma para la determinación de la composición de rocas en el campo

Durante el segundo año del proyecto, se tomaron lecturas del espectrómetro de rayos gamma en la mayoría de los afloramientos examinados, utilizando un instrumento portátil EDA. Estas lecturas resultaron ser de gran ayuda para evaluar la composición de las rocas.

El instrumento medía los conteos de rayos gamma para cinco canales, incluyendo dos canales para radiación gamma total en diferentes niveles de energía, y tres canales específicos para uranio, torio y potasio.

Se realizó un análisis químico de un conjunto de tobas del Grupo Saraguro y se encontraron buenas correlaciones lineales entre la intensidad de la radiación gamma y los contenidos de SiO_2 y K_2O. Por lo tanto, fue posible utilizar las mediciones de rayos gamma en el campo para obtener estimaciones bastante confiables de la composición de las tobas. La relación general de un aumento en la radiación gamma con un aumento en SiO_2 y K_2O también se mantuvo para las lavas de la zona, aunque fue menos clara. Los ejemplos de las calibraciones obtenidas entre la intensidad de la radiación gamma y el SiO_2 y K_2O se ilustran en las Figuras A1 y A2 en las siguientes páginas.

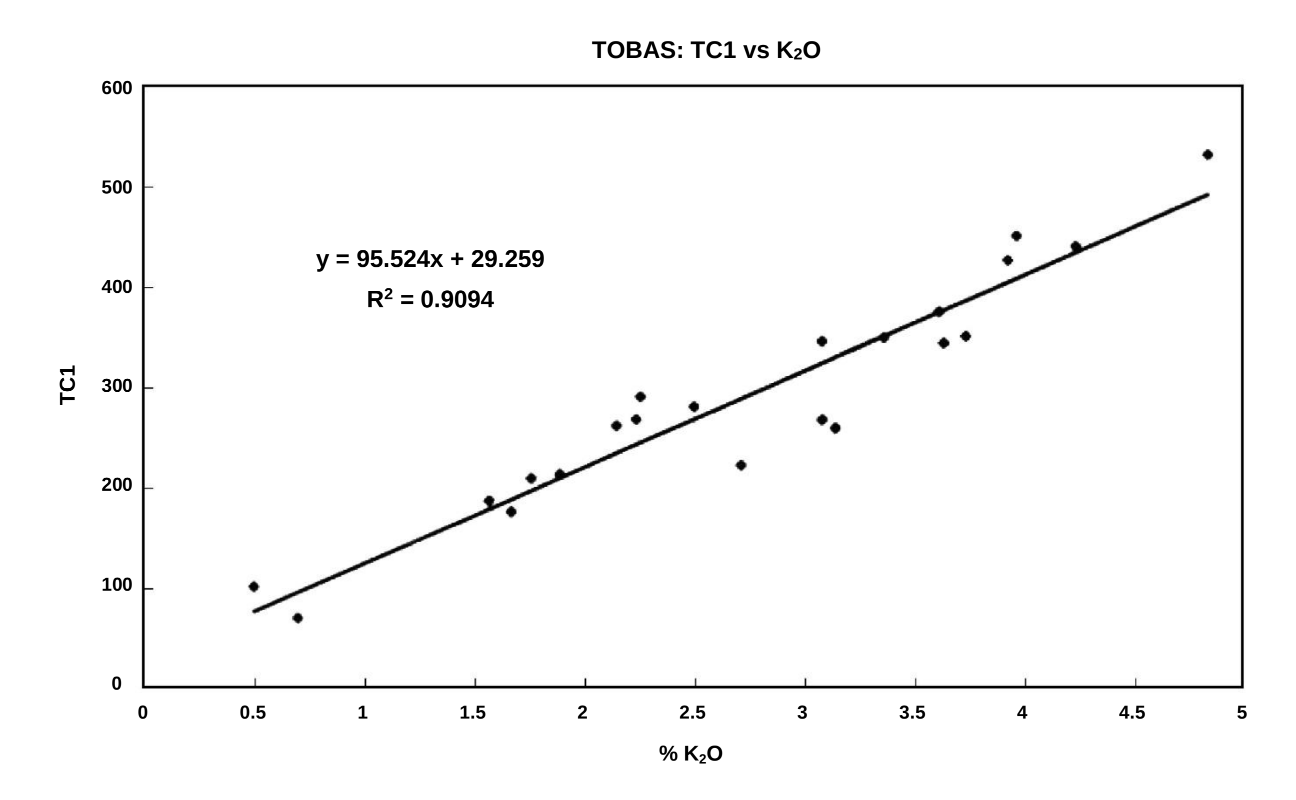


Figura A1. Relación entre radiación gamma (conteos totales – TC1) y K_2O para tobas del Grupo Saraguro

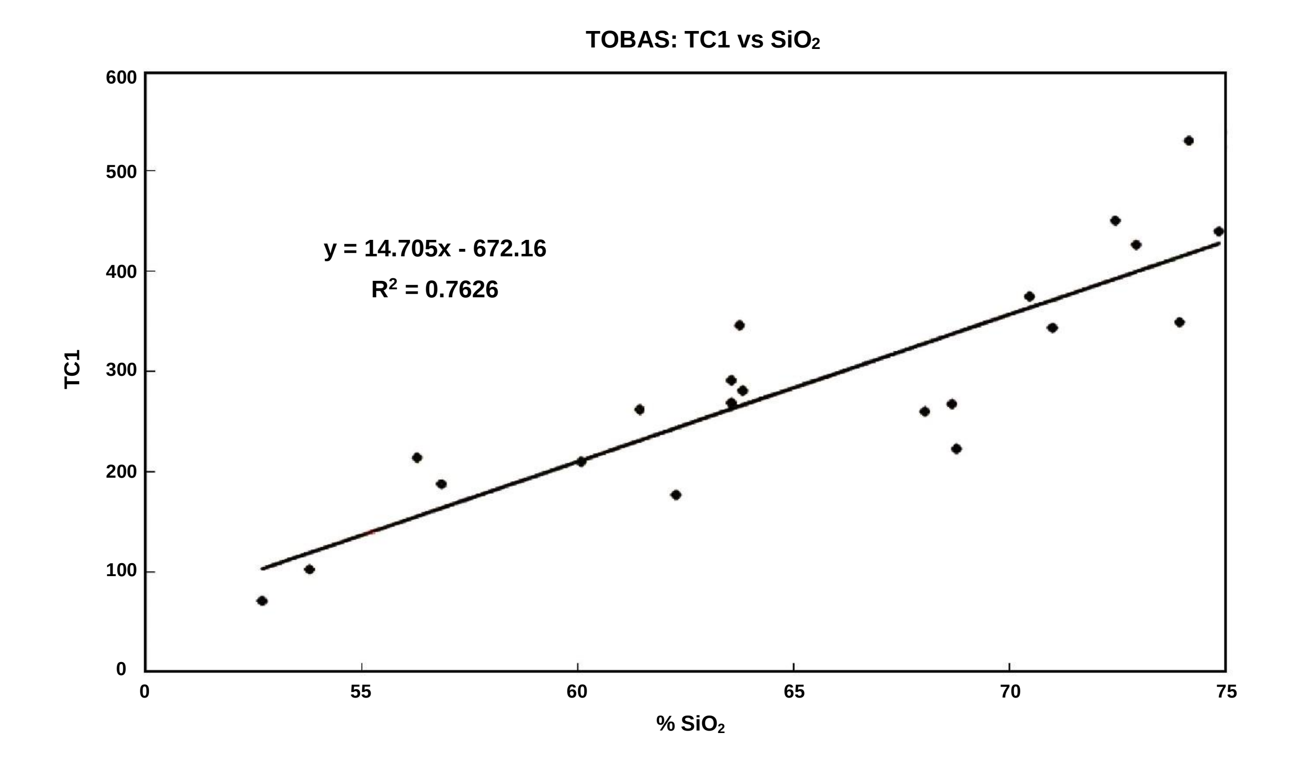
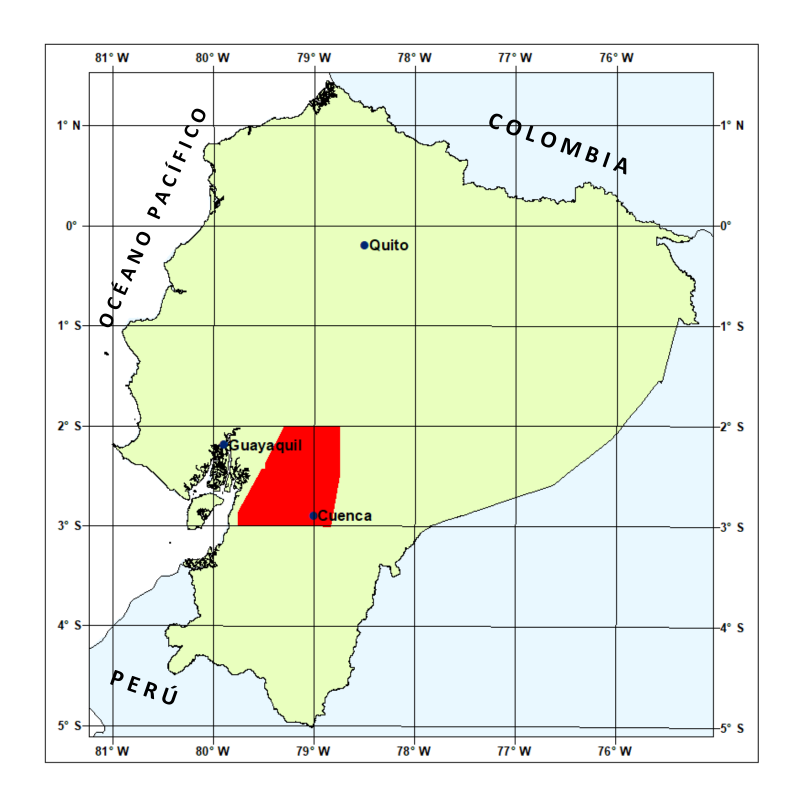


Figura A2. Relación entre radiación gamma (conteos totales – TC1) y SiO_2 para tobas del Grupo Saraguro

ANEXO 2 DEL INFORME:

GEOLOGÍA DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL
DEL ECUADOR
ENTRE 2°00' Y 3°00' S

DETALLES DE DATOS GEOQUÍMICOS



PROGRAMA DE INFORMACIÓN Y CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA
(UBICACIÓN DEL ÁREA DEL MAPA 2)

QUITO, 1997

Tabla 1. Detalles del análisis químico de muestras de roca

Muestra No.	UTMX	UTMY	Mapa topográfico	Tipo de roca	Unidad litoestratigráfica
PND-50	68650	968995	S. F. de Molleturo	Toba andesítica	Fm. Río Blanco
PND-168	69020	968000	Chaucha	Toba de flujo de ceniza dacítica con cristales	Fm. Soldados
PND-169	69060	967970	Chaucha	Toba de flujo de ceniza dacítica con cristales	Fm. Soldados
PND-196	72490	976490	Tixán	Lava basáltica	Unidad Pallatanga
PND-198	72550	976530	Tixán	Lava basáltica	Unidad Pallatanga
PND-199	72590	976540	Tixán	Lava basáltica	Unidad Pallatanga
PND-208	72650	975570	Alausí	Lava basáltica	Unidad Pallatanga
PND-224	71430	974410	Cumandá	Lava basáltica	Unidad Pallatanga
PND-225	71490	974540	Cumandá	Lava basáltica	Unidad Pallatanga
PND-226	71170	974680	Cumandá	Lava basáltica	Unidad Pallatanga
PND-267	67320	970090	S. F. de Molleturo	Lava andesítica	Fm. Río Blanco
PND-268	67690	969850	S. F. de Molleturo	Lava andesítica	Fm. Río Blanco
PND-270	67680	969700	S. F. de Molleturo	Lava andesítica	Fm. Río Blanco
PND-271	67780	969520	S. F. de Molleturo	Lava andesítica	Fm. Río Blanco
PND-272	70000	969180	Chiquintad	Toba de flujo de ceniza andesítica	Unidad Tomebamba
PND-273	70040	969210	Chiquintad	Toba de flujo de ceniza dacítica	Unidad Tomebamba
PND-274	70231	969333	Chiquintad	Toba de flujo de ceniza intermedia	Unidad Tomebamba
PND-339	74600	974560	Alausí	Lava andesítica	Fm. Cisarán
PND-356	69740	972570	Suscal	Toba de flujo de ceniza dacítica	Fm. Ocaña
PND-359	71640	974280	Cumandá	Toba de flujo de ceniza dacítica	Fm. Ocaña
PND-905	68290	971570	Pancho Negro	Lava basáltica	Unidad Pallatanga
PND-994	71450	971820	S. F. de Gualleturo	Toba de flujo de ceniza riolítica con cristales	Fm. Cerro Caucay
PND-1015	72140	971760	S. F. de Gualleturo	Toba de flujo de ceniza riolítica con cristales	Fm. Cerro Caucay
PND-1017	72160	971930	S. F. de Gualleturo	Toba de flujo de ceniza riolítica con cristales	Fm. Cerro Caucay
PND-1019	72280	971200	Cañar	Toba de flujo de ceniza dacítica con cristales	Fm. Cerro Caucay
PND-1028	72580	971770	Cañar	Toba de flujo de ceniza riolítica con cristales	Fm. Cerro Caucay
PND-1035	72170	971750	S. F. de Gualleturo	Toba de flujo de ceniza riolítica con cristales	Fm. Cerro Caucay
PND-1047	72870	973070	Juncal	Lava dacítica	Fm. Cisarán
PND-1079	74340	974350	Alausí	Lava dacítica	Fm. Cisarán
PND-1081	74370	974330	Alausí	Lava andesítica	Fm. Cisarán
PND-1168	69930	970150	Chiquintad	Lava andesítica	Fm. Chanlud
PND-1192	72140	971230	S. F. de Gualleturo	Lava andesítica	Fm. Chanlud
PND-1350	69850	970100	Chiquintad	Lava andesítica	Fm. Chanlud
PND-1364	69699	970020	Chaucha	Lava dacítica	Fm. Chanlud
PND-1370	96476	969640	Chiquintad	Dique andesítico	Fm. Chanlud
PND-1402	71495	969880	Chiquintad	Lava andesítica	Fm. Chanlud
PND-1421	71310	970610	S. F. de Gualleturo	Lava dacítica	Fm. Chanlud
PND-1436	68897	967110	Chaucha	Lapilli de obsidiana	Fm. Plancharumi
PND-1441	67060	970285	S. F. de Molleturo	Lava basáltica	Unidad Pallatanga
PND-1476	69065	972550	La Troncal	Lava basáltica	Unidad Pallatanga
PND-1482	70231	973317	Suscal	Lava basáltica	Unidad Pallatanga
PND-1508	66960	970120	S. F. de Molleturo	Lava basáltica	Unidad Pallatanga
PND-1616	68600	967086	Chaucha	Zona de obsidiana en lava riolítica	Fm. Plancharumi
PND-1659	69743	971369	Gualleturo	Lava andesítica	Fm. Chanlud
PND-1834	68565	968650	Chaucha	Lava andesítica alterada	Fm. Río Blanco
PND-1835	68550	968645	Chaucha	Toba lítica con cristales intermedia	Fm. Río Blanco
PND-1907	69170	969460	S. F. de Molleturo	Lava andesítica	Fm. Chanlud
PND-2125	69486	968687	S. F. de Molleturo	Lava riolítica	Fm. Chanlud
PND-2165	67857	968988	S. F. de Molleturo	Lava intermedia	Fm. Río Blanco

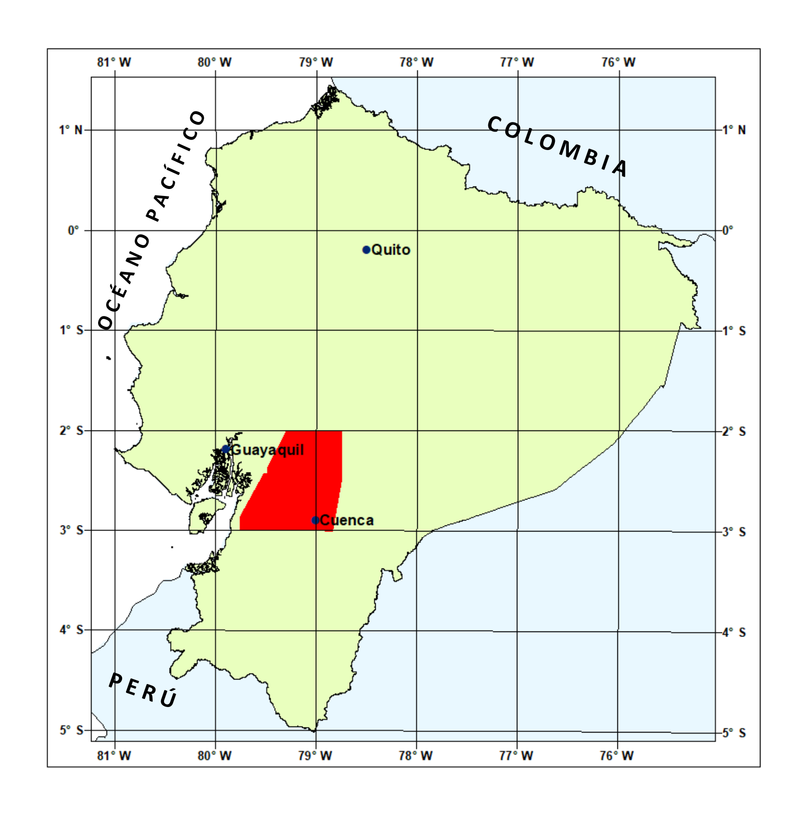
ANEXO 3 DEL INFORME:

GEOLOGÍA DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL

DEL ECUADOR

ENTRE 2°00' Y 3°00' S

PETROGRAFÍA



PROGRAMA DE INFORMACIÓN Y CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

(UBICACIÓN DEL ÁREA DEL MAPA 2)

QUITO, 1997

Muestra	Carta	UTMX	UTMY	Tipo de roca	Descripción	Minerales
PND-4	Chaucha	67920	967900	Lava ácida (¿corneanizada?)	Lava ácida, con bandeamiento de flujo, de grano fino. Recristalizada	
PND-5	Chaucha	67930	967900	Lava ácida (¿corneanizada?)	Lava ácida, con bandeamiento de flujo, de grano fino. Recristalizada	
PND-7	Chaucha	68360	967850	Toba de lapilli dacítica	Cristales de plag, cuarzo con golfos, biotita menor y anfíbol. Lapilli de lava andesítica	Plag, qtz, bt, amph
PND-9	Chiquintad	70370	969200	Lava andesítica	Microporfírica. Microfenocristales de plag en matriz fina compuesta de listones de feldespato. Clorita secundaria y epidota	Plag, feld, chl, epid
PND-11	Chiquintad	70340	969200	Lava andesítica	Alterada. Microporfírica. Microfenocristales de plag más piroxeno y anfíbol cloritizados y trazas de biotita. Matriz finamente recristalizada	Plag, px, amph, chl, bt
PND-17	Chiquintad	70090	969230	Toba andesítica	Matriz vítrea marrón fuertemente soldada con pómez aplanada. Cristales de plag más piroxeno y otros cristales máficos cloritizados	Plag, px, chl
PND-19	Chiquintad	69750	969260	Riolita	Mosaico recristalizado de cuarzo y feldespato	Qtz, feld
PND-21	S. F. Molleturo	67790	969540	Lava andesítica	Alterada. Microporfírica. Plagioclasa abundante. Cristales máficos alterados a clorita y epidota. Vetillas de clorita. Matriz finamente recristalizada.	Plag, chl, epid
PND-22	S. F. Molleturo	67790	969540	Lava andesítica	Alterada. Microporfírica. Plagioclasa alterada a epidota y cuarzo. Fenocristales máficos completamente alterados a clorita. Matriz fina y recristalizada	Epid, qtz, chl
PND-24	Chiquintad	69500	969360	Toba vítrea riolítica	Sedimento riolítico muy fino/toba vítrea (¿toba de polvo?)	
PND-26	S. F. Molleturo	69400	969370	Toba de lapilli dacítica/ riolítica	Cristales de cuarzo, feldespato y clastos líticos en matriz vítrea fuertemente soldada. Sericitizada	Qtz, feld
PND-29	S. F. Molleturo	67670	969600	Toba/hialoclastita andesítica	Alterada. Fragmentos gruesos de vidrio sustituidos por clorita, sericita y cuarzo. Cristales de feldespato y minerales máficos alterados a sericita, clorita y calcita.	Chl, seric, qtz, feld, chl, calc
PND-30	Suscal	69930	972800	Toba dacítica	Matriz vítrea marrón fuertemente soldada con textura eutaxítica. Rica en cristales con abundante plag, numerosos cristales redondeados de cuarzo, hornblenda y trazas de biotita. ¿Clorita después de biotita?	Plag, qtz, hbl, bt, chl
PND-33	Cuenca	70900	972480	Toba andesítica	Rica en cristales de plagioclasa, cpx cloritizado? y cristales de anfíbol en matriz vítrea soldada.	Plag, cpx, amph
PND-34	Chiquintad	70550	968600	Toba andesítica	Muy soldada y rica en cristales. Cristales de plagioclasa sericitizados y pequeñas cantidades de minerales máficos cloritizados. Lapilli lítico. Vidrio recristalizado marrón pálido con abundante fiamme	Plag, chl
PND-35	Chiquintad	69970	969200	Toba andesítica/dacítica	Rica en cristales, soldado. Cristales de plag, cuarzo irregular con golfos, máficos cloritizados incluyendo pseudomorfos después de hornblenda. Lapilli lítico de otra toba soldada	Plag, qtz, chl, hbl
PND-36	Chiquintad	69740	969270	Riolita	Roca volcánica ácida recristalizada. Sin textura original evidente. Escasamente feldespático	Feld
PND-37	Chiquintad	69590	969320	Toba de lapilli dacítica	Rica en cristales y lapilli. Cristales de plag y cuarzo en proporciones iguales, algunos pseudomorfos de clorita después de máficos. Fiamme. Fuertemente soldada	Plag, qtz, chl
PND-40	Chiquintad	69520	969480	Toba riolítica vitroclástica	Compuesta de fragmentos de vidrio delicados muy finos recristalizados sustituidos por cuarzo y feldespato. Zonas difusas ricas en carbón. ¿Probablemente toba secundaria retrabajada?	Qtz, feld
PND-43	Chiquintad	69470	969310	Toba riolítica	Fuertemente recristalizada pero con textura vitroclástica y eutaxítica evidente. Parece débilmente soldada	
PND-44	Chiquintad	69460	969300	Toba riolítica	Intensamente soldada con textura eutaxítica muy fuerte. Cristales de plagioclasa y cuarzo y lapilli lítico	Plag, qtz
PND-45	S. F. Molleturo	69390	969350	Toba dacítica	Cristales soldados de plagioclasa sericitizada, cuarzo menor y lapilli lítico. Matriz muy finamente recristalizada con fiamme.	Plag, qtz
PND-71	S. F. Molleturo	67240	970060	Lava andesita basáltica/andesítica	Alterada. Microfenocristales de plagioclasa y pseudomorfos de clorita, actinolita y epidota después de un mineral máfico, en una fina matriz feldespática.	Plag, chl, actl, epid, feld
PND-73	S. F. Molleturo	67180	970110	Lava andesítica	Alterada. Pseudomorfos después de feldespato y anfíbol en una fina matriz feldespática	Fled, amph
PND-74	S. F. Molleturo	67110	970090	Lava andesítica hornbléndica	Microfenocristales subhedrales-anhedrales de anfíbol verde de hasta 2.5 mm en una matriz feldespática fina	Amph, feld
PND-76	S. F. Molleturo	67020	970210	Sedimento alterado	Sedimento fino clorítico y rico en epidota. Grado de limolita. Parece un sedimento flameado y mezclado, pero podría estar cizallado. Ligera posibilidad de que esta roca sea un basalto cizallado	Chl, epid
PND-79	S. F. Molleturo	67310	970100	Andesita basáltica/basalto	Microfenocristales de cpx, plag y opx menor	Cpx, plag, opx
PND-81	S. F. Molleturo	66980	970230	Basalto cizallado	Zonas remanentes con textura subofítica (cpx + plag) en una matriz cataclástica	Cpx, plag
PND-82	S. F. Molleturo	67060	970300	Basalto cizallado	Alterado, rica en actinolita, clorita y epidota. Textura cataclástica consistente en áreas o clastos de basalto subofítico y cpx con márgenes/trazas granuladas en una matriz cizallada más fina. La textura cizallada está crenulada con buenas estructuras de tipo S/C	Actl, chl, epid, cpx

Muestra	Carta	UTMX	UTMY	Tipo de roca	Descripción	Minerales
PND-85	Pancho Negro	67230	970610	Basalto cizallado	Alterado rica en clorita, actinolita, epidota y calcita. Textura cataclástica con clinopiroxeno granulado y fracturado en una matriz cizallada más fina.	Chl, actl, epid, calc, cpx
PND-88	Pancho Negro	67300	970620	Basalto/microgabro cizallado	Zonas de clastos de cpx y plg subofíticos, moderadamente gruesos (por lo que podría tratarse de un microgabro o lava), en una matriz cizallada rica en clorita y zeolitas	Cpx, plag, chl, zeol
PND-93	Suscal	70410	972800	Lava andesítica	Microfenocristales de plagioclasa, magnetita y anfíbol anhedral/resorbido, en una matriz vítrea marrón con microlitaos de feldespato y magnetita. En lugares fresca en otros alterada con carbonato	Plag, mag, amph, feld, carbt
PND-94	Suscal	70100	972640	Toba cristalina dacítica/andesítica	Toba cristalina fuertemente soldada. Cristales de plag, anfíbol, magnetita y cuarzo redondeado, en una matriz vítrea marrón con pómez aplanada y fragmentos vítreos. Algunos clastos líticos de limolita.	Plag, amph, mag, qtz
PND-96	La Troncal	69030	972490	Basalto	Afírico. Buena textura variolítica con cristales aciculares curvados en forma de gavilla de plag intercrecidos con cpx. Raros microfenocristales de plagioclasa y cpx de 1 a 1.5 mm en una matriz muy fina.	Plag, cpx
PND-97	La Troncal	69080	972670	Basalto	Grano fino con textura variolítica	
PND-99	Juncal	72870	973130	Andesita de dos piroxenos	Microfenocristales de plagioclasa, cpx y opx en matriz fina	Plag, cpx, opx
PND-100	Juncal	72860	973060	Lava andesítica	Microfenocristales de cpx, plag, anfíbol verde pálido y magnetita en una matriz pilotaxítica de listones de feldespato y microlitos	Cpx, plag, amph, mag, feld
PND-101	Juncal	73170	973120	Lava andesítica hornbléndica	Microporfírica. Plagioclasa complejamente zonada y pseudomorfos euhedrales-subhedrales de óxido finamente dividido después de anfíbol	Plag, amph
PND-105	La Troncal	69070	973300	Microbrecha basáltica	Alterada, cloritizada y carbonatada. Clastos polimícticos de basalto fino (vesicular) y fragmentos cloritizados en una matriz de vidrio cloritizado muy fino	Chl, carbt
PND-107	La Troncal	69080	973280	Basalto	Lava basáltica cloritizada, con amígdalas, de grano muy fino. Originalmente vítrea	Chl
PND-109	La Troncal	69150	973590	Basalto	Basalto variolítico afírico de grano fino. Cloritizado. Amígdala fina de clorita y zeolita	Chl, zeol
PND-110	Cumandá	70370	974580	Basalto	Alterado, de grano medio con clorita, epidota y zeolitas	Chl, epid, zeol
PND-112	Cumandá	70730	974800	Basalto	Alterado, microporfírico. Microfenocristales de plag en una matriz feldespática muy fina, pilotaxítica	Plag, feld
PND-113	Cumandá	70960	974860	Basalto	Basalto subofítico de grano medio-fino. Plagioclasa y cpx intercrecidos/entrelazados, con vidrio intersticial con microlitos de feldespato y clorita	Plag, cpx, chl
PND-114	Cumandá	71070	974730	Basalto	Alterada. Lava cloritizada muy fina. Con venas y amígdalas de clorita, zeolita y calcita	Chl, zeol, calc
PND-121	Cumandá	71630	974330	Toba dacítica	Rica en cristales, débilmente soldada. Numerosos cristales de plag, grandes cristales de cuarzo con golfos y hornblenda menor. Matriz recristalizada	Plag, qtz, hbl
PND-122	Cumandá	71660	974260	Lava andesítica de dos piroxenos	Matriz vítrea, muy finamente recristalizada con bandas de flujo. Numerosos fenocristales de plag, cpx, opx y magnetita fuertemente zonados.	Plag, cpx, opx, mag
PND-126	Cumandá	71930	974290			
PND-127	Cumandá	71960	974310	Lava andesítica	Microporfírica con fenocristales de plag y máficos menores sustituidos por clorita y calcita. Matriz de listones de plagioclasa	Plag, chl, calc
PND-128	Cumandá	71980	974350	Lava andesítica hornbléndica	Cloritizada. Microfenocristales de plagioclasa, hornblenda y magnetita, más pseudomorfos de clorita después de un mineral máfico.	Plag, hbl, mag, chl
PND-131	Cumandá	72170	974330	Toba de lapilli dacítica	Toba de lapilli muy rica en cristales. Numerosos cristales de plagioclasa, hornblenda fresca y cuarzo redondeado. Lapilli lítico	Plag, hbl, qtz
PND-134	Alausí	72320	974570	Lava andesítica	Microporfírica. Microfenocristales de plag y cpx menor en una matriz pilotaxítica	Plag, cpx
PND-153	Chaucha	68060	968040	Toba alterada	¿Secundaria? Cloritizada. Composición intermedia a ácida	Chl
PND-161	Chaucha	68310	967810	Toba riolítica	Toba ácida fuertemente soldada con lapilli lítico riolítico y cristales de feldespato	Feld
PND-166	Chaucha	68650	968000	Tonalita/cuarzodiorita	Grano medio-grueso. Cristales entrelazados de plagioclasa (andesina-oligoclasa), fenocristales máficos menores alterados a actinolita, magnetita y mucho cuarzo y feldespato intergranulares.	Plag, actl, mag, qtz, feld
PND-170	Chaucha	69080	967930	Toba dacítica/riolítica	Soldada con intensa textura eutaxítica. Numerosos cristales de plagioclasa parcialmente alterados, abundantes cristales de cuarzo subhedrales-anhedrales (redondeados y con golfos). Menores cristales máficos alterados a clorita y epidota. Matriz vítrea marrón.	Plag, qtz, chl, epid
PND-171	Chaucha	69050	977920	Toba de lapilli dacítica/andesítica	Soldada. Toba cristalina. Numerosos cristales de feldespato y numerosos cristales de cuarzo con golfos.	Feld, qtz
PND-173	Chaucha	69330	967920	Toba dacítica	Toba cristalina soldada con numerosos cristales de cuarzo con golfos	Qtz

Muestra	Carta	UTMX	UTMY	Tipo de roca	Descripción	Minerales
PND-178	S. F. Molleturo	68120	969150	Toba andesítica	Toba andesítica soldada. Numerosos fenocristales de plagioclasa, poca magnetita. Clastos en forma de vidrio sustituidos por clorita	Plag, mag, chl
PND-186	Tixán	73320	977040	Lava andesítica de dos piroxenos	Microfenocristales de plag, cpx, opx menor y magnetita en una matriz feldespática.	Plag, cpx, opx, mag, feld
PND-187	Tixán	73320	977090	Lava andesítica	Misma roca que PND-186 pero alterada. Plagioclasa y fenocristales alterados a calcita, cuarzo y clorita. Matriz feldespática. Vetillas de calcita y cuarzo.	Plag, calc, qtz, chl, feld
PND-196	Tixán	72490	976490	Lava basáltica	Basalto variolítico de grano fino con agregados en forma de láminas de plagioclasa acicular curvada intercrecidas con clinopiroxeno (es decir, textura de enfriamiento). Matriz clorítica vítrea	Plag, cpx, chl
PND-198	Tixán	72550	976530	Lava basáltica	Basalto fresco de grano medio a fino con texturas subofíticas/variolíticas. Cpx y plagioclasa intercrecidos, magnetita/titanomagnetita intergranular. Intersticios vítreos con microlitos alterados a clorita.	Cpx, plag, mag, titmag, chl
PND-199	Tixán	72590	976540	Lava basáltica	Basalto variolítico con buenas texturas de enfriamiento. Cpx y plag intercrecidos con clorita intersticial (después del vidrio)	Cpx, plag, chl
PND-204	Alausí	72840	975450	Lava andesítica	Alterada. Microporfírica de grano muy fino. Microfenocristales de plag (hasta 1 mm).	Plag
PND-205	Alausí	72830	975490	Lava andesítica	Microbrechada y microporfírica con microfenocristales de plagioclasa, más cpx euhedral-subhedral y anfíbol menor. Matriz microlítica muy fina.	Plag, cpx, amph
PND-206	Alausí	72600	975400	Toba andesítica	Rica en cristales con cristales rotos de plag, máficos cloritizados, hornblenda menor en matriz recristalizada muy fina (podría ser una lava).	Plag, chl, hbl
PND-207	Alausí	72570	975440	Lava andesítica	Alterada. Microfenocristales de plag, clorita y epidota en fina matriz pilotaxítica.	Plag, chl, epid
PND-208	Alausí	72650	975570	Lava basáltica	Textura subofítica-granular. Fresco cpx, granular e intercrecido con plag sericitizada, magnetita y clorita intersticial	Cpx, plag, seric, mag, chl
PND-209	Alausí	72660	975570	Hialoclastita basáltica	Alterada. Clastos de basalto alterado de grano muy fino y grandes fragmentos de vidrio cloritizado formados por enfriamiento.	Chl
PND-211	Alausí	72660	975570	Toba andesítica	Rica en cristales, probablemente toba secundaria. Cristales principalmente de plag rota, cuarzo menor y hornblenda menor, magnetita y clastos líticos de lava andesítica.	Plag, qtz, hbl, mag
PND-213	Alausí	72700	974880	Lava andesítica	Microporfírica. Numerosos fenocristales de plag con zonación compleja, hornblenda en matriz muy fina.	Plag, hbl
PND-214	Alausí	72800	974950	Microbrecha andesítica	Clastos de lava andesítica y cristales en una matriz de arenisca inmadura mal clasificada.	
PND-224	Cumandá	71430	974410	Basalto	Variolítica. Buena textura de enfriamiento compuesta de cpx intercrecido con plagioclasa acicular curvada en lugares con textura subofítica. Clorita intersticial. Vetillas menores de calcita	Cpx, plag, chl, calc
PND-225	Cumandá	71490	974540	Basalto	Basalto afírico variolítico de grano muy fino. Cpx entrecrecido con plagioclasa esquelética con vidrio/clorita intersticial.	Cpx, plag, chl
PND-226	Cumandá	71170	974680	Basalto	Basalto afírico variolítico de grano muy fino. Cpx entrecrecido con plagioclasa esquelética con vidrio/clorita intersticial	Cpx, plag, chl
PND-232	Cuenca	70350	967460	Toba dacítica	Toba de lapilli intensamente soldada con clastos de lava andesítica, escoria y sedimentos. Lapilli pumíceo tubular. Numerosos cristales de feldespato y abundantes cristales de cuarzo con golfos	Feld, qtz
PND-235	Cuenca	69480	967740	Toba dacítica?	Toba de lapilli rica en cristales. Numerosos cristales de feldespato, cristales de cuarzo con golfos, poca magnetita y anfíbol, lapilli lítico. Soldada	Feld, qtz, mag, amph
PND-236	Cuenca	69490	967750	Toba dacítica?	Toba de lapilli rica en cristales. Numerosos cristales de feldespato, cristales de cuarzo con golfos, magnetita y anfíbol menores, lapilli lítico. Soldada	Feld, qtz, mag, amph
PND-243	Cuenca	70050	967530	Toba dacítica?	Toba de lapilli rica en cristales. Numerosos cristales de feldespato, cristales de cuarzo con golfos, magnetita y anfíbol menores, lapilli lítico. Matriz vítrea marrón soldada	Feld, qtz, mag, amph
PND-247	Cuenca	69990	967480	Toba riolítica	Toba vitroclástica de color blanco rosado pálido. Pequeños cristales de cuarzo y feldespato, lapilli lítico y lapilli pumíceo, incluye pómez tubular.	Qtz, feld
PND-248	Cuenca	69990	967470	Toba riolítica	Toba vitroclástica roja. Matriz vesicular de fragmentos de vidrio y piedra pómez.	
PND-252	Chiquintad	69570	969570	Toba andesítica	Toba de lapilli soldada. Pómez tubular y lapilli lítico de lava dacítica. Numerosos cristales de feldespato pero no de cuarzo	Feld
PND-253	Chiquintad	69570	969570	Toba riolítica	Recristalizada. Numerosos cristales de cuarzo fracturados, cristales de biotita	Qtz, bt
PND-254	Chiquintad	69610	969590	Toba dacítica/riolítica	Toba de cristales soldada. Numerosos cristales de feldespato y biotita, y algunos cristales de cuarzo con golfos. Lapilli lítico	Feld, bt, qtz
PND-255	Chiquintad	69990	969130	Toba dacítica	Toba cristalina soldada. Cristales de feldespato, anfíbol y numerosos cristales de cuarzo redondeados con golfos.	Feld, qtz
PND-267	S. F. Molleturo	67320	970090	Lava andesítica	Andesita bipiroxénica. Microporfírica. Microfenocristales de plagioclasa, cpx, menor ortopiroxeno pleocroico claro (hiperstena) de color marrón pálido, clorita después de mineral máfico, magnetita. Fina matriz recristalizada con textura de copo de nieve.	Plag, cpx, opx, chl, mag

Muestra	Carta	UTMX	UTMY	Tipo de roca	Descripción	Minerales
PND-268	S. F. Molleturo	67690	969850	Lava andesita	Andesita bipiroxénica. Microporfírica. Microfenocristales de plag, cpx, opx alterado (hiperstena) y magnetita. Matriz clorítica finamente recristalizada.	Plag, cpx, opx, mag, chl
PND-269	S. F. Molleturo	67450	970130	Lava andesítica	Lava/brecha autobrechada de andesita alterada. Pseudomorfos de magnetita después de anfíbol.	Mag, amph
PND-270	S. F. Molleturo	67680	969700	Lava andesita	Microporfírica. Microfenocristales de plag, cpx y máficos cloritizados en matriz muy fina	Plag, cpx, chl
PND-271	S. F. Molleturo	67780	969520	Lava andesítica	Alterada, microporfírica. Microfenocristales de plagioclasa y minerales máficos cloritizados, en una fina matriz recristalizada con textura de copo de nieve. Mucha clorita y calcita secundarias	Plag, chl, calc
PND-272	Chiquintad	70000	969180	Toba andesítica	Toba andesítica soldada alterada. Cristales de feldespato, clorita después de anfíbol más calcita	Feld, chl, amph, calc
PND-273	Chiquintad	70040	969210	Toba dacítica	Toba dacítica soldada alterada. Cristales de feldespato, clorita después de anfíbol, más calcita	Feld, chl, amph, calc
PND-280	Chiquintad	71150	969910	Lava andesita basáltica/andesítica	Alterada, microporfírica. Plagioclasa, máficos completamente cloritizados. Matriz fina con clorita y calcita	Plag, chl, calc
PND-287	Chiquintad	72070	970040	Lava andesítica	Microporfírica. Microfenocristales de plag y cristales máficos cloritizados menos comunes en matriz pilotaxítica de listones de plagioclasa y microlitos	Plag, chl
PND-288	Chiquintad	71970	970230	Lava andesítica	Microporfírica. Microfenocristales de plag y cristales máficos cloritizados menos comunes en matriz pilotaxítica de listones y microlitos de plagioclasa.	Plag, chl
PND-290	Chiquintad	70020	969280	Toba andesítica/dacítica	Toba soldada alterada. Cristales de feldespato, pseudomorfos de clorita después de anfíbol, raros cristales de cuarzo	Feld, chl, amph, qtz
PND-292	Chiquintad	70040	969450	Andesita basáltica/basáltica	Microporfírica. Microfenocristales de plag, cpx y opx pleocroico parcialmente cloritizado	Plag, cpx, chl, opx
PND-293	Chiquintad	70090	969440	Toba andesítica	Toba de cristales soldada. Numerosos cristales de plagioclasa, clorita después de cristales máficos en una masa recristalizada con una textura eutaxítica.	Plag, chl
PND-295	Chiquintad	70140	969380	Clasto andesítico	Clasto de lava andesítica. Fenocristales de plagioclasa y minerales máficos cloritizados.	Plag, chl
PND-296	Chiquintad	69650	969270			
PND-304	Cuenca	70640	968480	Lava andesítica	Bandas de flujo. Microfenocristales de plagioclasa en una matriz muy fina con microlitos. Parcialmente recristalizada con textura de copo de nieve.	Plag
PND-305	Cuenca	70660	968480	Lava andesítica	Lava andesítica de grano muy fino. Alterada. Microfenocristales de plagioclasa alterados a calcita y clorita después de microfenocristales máficos en una matriz pilotaxítica muy fina.	Plag, calc, chl
PND-306	Cuenca	70630	968480	Lava andesítica	Microporfirítica y parcialmente alterada. Microfenocristales de plagioclasa. Abundantes microfenocristales máficos completamente alterados a clorita y calcita, menor cantidad de cpx fresco. Matriz microlítica	Plag, chl, calc, cpx
PND-308	Cuenca	70630	968490	Lava andesítica	Lava vesicular fina completamente alterada, clorita y calcita. Raros microfenocristales de plagioclasa sustituidos por calcita.	Chl, calc, plag
PND-311	Cuenca	70630	968510	Lava andesítica	Escasamente microporfírica. Microfenocristales de plagioclasa y máficos alterados a clorita y calcita en una matriz pilotaxítica fina	Plag, chl, calc
PND-324	Alausí	73270	974580	Microbrecha andesítica	Lava microbrechificada o microbrecha de andesita hornbléndica. Microfenocristales de plag, hornblenda, magnetita y raros cristales de cuarzo con golfos.	Plag, hbl, mag, qtz
PND-326	Alausí	73280	974880	Lava andesítica	Microporfírica. Fenocristales de plag, cpx y opx, anfíboles reabsorbidos y oxidados	Plag, cpx, opx, amph
PND-327	Alausí	73360	974980	Lava andesítica	Alterada con microfenocristales de anfíbol	Amph
PND-328	Alausí	73510	975000	Lava andesita basáltica	Microporfírica. Plagioclasa (labradorita-andesita, sin zonación compleja), mucho cpx fresco y pseudomorfos de clorita después de anfíbol. En una fina matriz de listones de feldespato y microlitos.	Plag, cpx, chl, amph, feld
PND-330	Alausí	74240	975250	Lava andesítica	Alterada. Carbonatado y cloritizado.	Carbt, chl
PND-332	Alausí	74160	975780	Lava andesítica	Microporfírica. Fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno ligeramente pleocroico, anfíbol y magnetita en una fina matriz feldespática con una textura pilotaxítica.	Plag, cpx, amph, mag, feld
PND-339	Alausí	74600	974560	Lava andesítica	Muy fina y escasamente microporfírica. Pequeños fenocristales de cpx (>0.3 mm) y pseudomorfos de óxido después de anfíbol, en una matriz pilotaxítica de listones de plagioclasa.	Cpx, amph, plag
PND-345	Tixán	74480	976260	Lava andesítica	Ligeramente alterada. Microfenocristales de plagioclasa y anfíbol verde en una matriz muy fina.	Plag, amph
PND-841	Cuenca	71160	967660	Lava andesítica	Lava microporfírica de color verde oscuro. Bandeamiento de flujo. Microporfírica. Fenocristales de plag, cpx, máfico cloritizado (posiblemente anfíbol) y magnetita. Matriz pilotaxítica	Plag, cpx, chl, amph, mag
PND-843	Pijilí	66610	968040	¿Esquisto actinolítico?	Bandas alternadas de actinolita y de cuarzo-feldespato. Cizallado	Actl, qtz, feld

Muestra	Carta	UTMX	UTMY	Tipo de roca	Descripción	Minerales
PND-845	Chaucha	66850	967960	Toba riolítica/dacítica	Toba ácida soldada. Cristales de feldespato y cuarzo. Lapilli de pómez-pómez tubular. Algo de clorita y epidota.	Feld, qtz, chl, epid
PND-848	Chaucha	66970	967930	¿Sedimento cizallado?	Posible toba secundaria/arenisca volcánica. Matriz de feldespatos rotos con clorita intersticial y cristales máficos. Alterada a actinolita y calcita con vetillas de zeolita.	Feld, chl, actl, calc, zeol
PND-850	Pijilí	65960	967640	Sedimento cizallado	Sedimento alterado rico en actinolita y clorita. Granos de feldespato, cuarzo y minerales máficos. Actinolita acicular fina de fase tardía creciendo a través de la textura	Actl, chl, feld, qtz
PND-851	Pijilí	66030	967520	Sedimento alterado	Alterado y posiblemente cizallado. Rico en clorita y actinolita. Cristales máficos gruesos alterados a clorita y actinolita, matriz de lodolita limosa fina bandeada con finos granos de cuarzo.	Chl, actl, qtz
PND-853	Pijilí	66140	967400	Arenisca	Arenisca sucia inmadura rica en cuarzo. Clastos angulosos de cuarzo soportados en una matriz sericítica fina	Qtz, seric
PND-854	Pijilí	66140	967330	Toba básica alterada	Toba basáltica/microbrecha alterada; posible hialoclastita. Mucha clorita, epidota y calcita. Fragmentos de vidrio cloritizados y fragmentos de lava alterada	Chl, epid, calc
PND-871	Suscal	71300	973220	Diorita microporfírica	Microdiorita de hornblenda. Fenocristales de plagioclasa, hornblenda, magnetita y raros de cuarzo, en una fina matriz cristalina.	Plag, hbl, mag, qtz
PND-873	Suscal	71270	973400	Diorita/andesita	Microporfirítica. Microfenocristales de plagioclasa, magnetita y magnetita después de anfíbol en una matriz muy fina con silicificación secundaria menor.	Plag, mag, amph
PND-877	Suscal	70970	972780	Clasto de andesita	Andesita hornbléndica fuertemente microporfírica	Hbl
PND-881	Suscal	71020	972720	Diorita	Abundantes microfenocristales de plagioclasa complejamente zonados, pseudomorfos de clorita después de cpx, en matriz feldespática con cuarzo intersticial menor.	Plag, chl, cpx, feld, qtz
PND-886	Suscal	71220	972430	Andesita/andesita basáltica	Lava andesítica/andesita basáltica alterada. Microporfírica. Microfenocristales de plag, pseudomorfos de calcita y clorita posiblemente después de anfíbol y cpx	Plag, calc, chl, amph, cpx
PND-888	Suscal	71300	972380	Toba de lapilli intermedia	Toba de lapilli andesítica/dacítica fuertemente alterada con fiamme. Mucha clorita, calcita y pirita	Chl, calc, py
PND-889	Suscal	71320	972360	Toba de lapilli intermedia	Toba dacítica/andesítica soldada con fiamme y numerosos lapilli líticos. Cristales de feldespato, raros cristales de cuarzo. Clorita y epidota	Feld, qtz, chl, epid
PND-892	Gualleturo	71100	972300	Lava andesítica (alterada)	Lava andesítica alterada. Microfenocristales de plagioclasa en matriz fina pilotaxítica. Mucha clorita, calcita, epidota y cuarzo.	Chl, calc, epid, qtz
PND-902	Gualleturo	70160	972310	Clasto de lava andesítica	Clasto de brecha de lava andesítica alterada	
PND-903	Gualleturo	70120	972300	Toba cristalina ácida	Toba dacítica cristalina soldada. Cristales de feldespato en una matriz vítrea marrón recristalizada con textura de copo de nieve. Textura eutaxítica	Feld
PND-905	Pancho Negro	68290	971570	Basalto variolítico	Basalto variolítico de grano muy fino con esporádicos clastos de vidrio cloritizado	Chl
PND-909	Pancho Negro	68460	971570	Basalto variolítico	Basalto variolítico de grano muy fino	
PND-910	Pancho Negro	68490	971590	Basalto variolítico	Basalto variolítico de grano muy fino	
PND-917	Pancho Negro	67760	971420	Arenisca basáltica	Arenisca volcánica básica alterada. Textura de grauvaca- cristales y clastos líticos soportados en una matriz fina. Alterada con mucha clorita y calcita	Chl, calc
PND-918	Pancho Negro	67780	971390	Arenisca tobácea basáltica	Alterada con mucha calcita. Granos angulosos de feldespato, cuarzo y posibles clastos líticos. Numerosos fragmentos de vidrio cloritizado (penninita).	Calc, feld, qtz
PND-922	Pancho Negro	67860	971280	Arenisca volcánica	Arenisca grauvaca feldespática con mucha clorita	Feld, chl
PND-923	Pancho Negro	67870	971240	Arenisca volcánica	Arenisca volcánica sucia. Cristales de plagioclasa, cpx y clorita posiblemente después de vidrio	Plag, cpx, chl
PND-932	Juncal	72260	973860	Microbrecha andesítica	Microbrecha de andesita hornbléndica. Predominantemente compuesta por clastos de andesita hornbléndica, con cristales rotos de feldespato y cuarzo en los intersticios	Hbl, feld, qtz
PND-934	Suscal	72240	974090	Lava andesítica basáltica	Microporfírica. Fenocristales de plagioclasa, cpx, anfíbol alterado y magnetita	Plag, cpx, amph, mag
PND-937	Pijilí	66220	967150	¿Sedimento básico alterado?	Roca clástica extensamente alterada a clorita, epidota y actinolita. Tal vez una toba básica en su origen	Chl, epid, actl
PND-938	Pancho Negro	61000	970100	Lava basáltica	Basalto variolítico de grano muy fino con pequeñas cantidades de epidota, clorita y cuarzo en vetillas finas	Epid, chl, qtz
PND-939	Pijilí	66030	967070	Basalto	Lava basáltica muy fina con texturas de enfriamiento. Textura variolítica muy fina con microfenocristales de plagioclasa con centros huecos. Vetillas de actinolita, algo de clorita.	Plag, actl, chl
PND-951	Chaucha	67090	967860	Roca rica en actinolita	Actinolita con listones entrelazados de plagioclasa y magnetita menor. Podría ser un basalto alterado	Actl, plag, mag

Muestra	Carta	UTMX	UTMY	Tipo de roca	Descripción	Minerales
PND-982	Chiquintad	69940	969330	Toba intermedia	Toba cristalina andesítica/dacítica soldada. Numerosos cristales de feldespato, pseudomorfos de calcita-clorita después de cristales máficos, algunos cristales de magnetita. Matriz vítrea marrón fina recristalizada con fiamme y fragmentos de vidrio.	Feld, calc, chl, mag
PND-986	Gualleturo	70850	971740	Lava andesítica	Lava andesítica microporfírica. Plagioclasa euhedral-subhedral, fenocristales máficos alterados a clorita y calcita. Algo de cpx fresco y magnetita en una fina matriz feldespática pilotaxítica.	Plag, chl, calc, cpx, mag, feld
PND-988	Gualleturo	71040	971700	Lava andesítica	Lava andesítica microporfírica. Plagioclasa euhedral-subhedral, fenocristales máficos alterados a clorita y calcita. Algo de cpx fresco y magnetita en una fina matriz feldespática pilotaxítica.	Plag, chl, calc, cpx, mag, feld
PND-993	Gualleturo	71400	971800	Lava dacítica	Lava ácida alterada. Microfenocristales de feldespato alterados a calcita. Clorita después de máficos y anfíboles alterados a magnetita, pequeños fenocristales de cuarzo, en una matriz pilotaxítica de listones de feldespato.	Feld, calc, chl, amph, mag, qtz, feld
PND-994	Gualleturo	71450	971820	Toba riolítica cristalina	Toba riolítica fuertemente soldada. Cristales de feldespato, cuarzo con golfos, biotita menor parcialmente alterada a clorita, posibles pseudomorfos de clorita después de anfíboles, y magnetita menor. Matriz vítrea-sericítica muy fina con textura fuertemente soldada.	Feld, qtz, bt, chl, amph, mag, seric
PND-995	Gualleturo	71480	971840	Lava andesítica	Lava andesítica alterada con mucha clorita y calcita. Microfenocristales de feldespato (alterados a calcita). Matriz fina alterada con amígdalas de calcita	Chl, calc, feld
PND-1004	Gualleturo	71750	971860	Lava andesítica	Lava andesítica alterada. Microfenocristales de plagioclasa, parcialmente alterados a calcita, microfenocristales máficos cloritizados y magnetita en una matriz fina rica en calcita.	Plag, calc, chl, mag
PND-1007	Gualleturo	71920	971700	Toba riolítica cristalina	Toba vítrea oxidada de color marrón rojizo con excelentes texturas vitroclásticas. La matriz consiste en fragmentos de vidrio y lapilli pumíceo con cristales rotos de feldespato y numerosos cristales de cuarzo con golfos.	Feld, qtz
PND-1008	Gualleturo	71960	971690	Lava andesítica	Lava andesítica-basáltica andesítica alterada. Microporfírica con numerosos fenocristales de plagioclasa, fenocristales máficos cloritizados y posibles pseudomorfos de olivino. Matriz de finos listones de plagioclasa con textura pilotaxítica.	Plag, chl, olv
PND-1013	Gualleturo	72090	971680	Lava andesítica	Lava andesítica alterada. Mucho carbonato. Esporádicos microfenocristales de plagioclasa en una fina matriz compuesta por listones de plagioclasa y microlitos.	Carbt, plag
PND-1025	Cañar	72490	971940	Toba riolítica cristalina	Toba vitroclástica oxidada de color marrón rojizo. Cristales de feldespato, numerosos cristales de cuarzo con golfos, mucha biotita y hornblenda. Algunos clastos líticos. Matriz vitroclástica compuesta por fragmentos de vidrio y pómez.	Feld, qtz, bt, hbl
PND-1083	Alausí	74290	974410	Lava andesítica hornbléndica	Microporfírica. Plagioclasa de zonación compleja, numerosos microfenocristales de hornblenda con bordes oxidados. Fina matriz de listones y microlitos de plagioclasa	Plag, hbl
PND-1101	Naranjal	65460	969610	Sedimento corneanizado	Limolita/arenisca fina con mucha biotita secundaria	Bt
PND-1111	Pancho Negro	66920	970880	Arenisca	Arenisca grauvaca con clastos líticos, granos angulosos de cuarzo, en una matriz fina de minerales arcillosos. Biotita secundaria	Qtz, bt
PND-1125	Chiquintad	69590	969910	Toba dacítica soldada	Cristales de feldespato y lapilli lítico en una matriz vítrea rojiza con una fuerte textura vitroclástica. Mucho carbonato secundario	Feld, carb
PND-1129	Chiquintad	69490	969950	Lava andesítica	Microfenocristales zonados de plagioclasa en matriz fina rica en carbonato secundario.	Plag, carb
PND-1138	Chiquintad	70130	969980	Roca riolítica	Sección delgada de mala calidad. Roca recristalizada rica en sílice	
PND-1141	Chiquintad	70270	970060	Lava andesítica	Roca fresca. Microfenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y ortopiroxeno menor (hiperstena pleocroica) en una matriz pilotaxítica fina, feldespática y vítrea.	Plag, cpx, opx, feld
PND-1149	Chiquintad	69620	969810	Toba ácida	Toba dacítica o riolítica soldada con algunos cristales de feldespato. Sección delgada de mala calidad	Feld
PND-1152	Chiquintad	69750	969820	Toba ácida soldada	Toba ácida soldada con cristales de cuarzo. Rica en lapilli lítico. Matriz eutaxítica	Qtz
PND-1156	Chiquintad	69760	969770	Toba ácida	Contiene lapilli lítico en una matriz fina, recristalizada de cuarzo-feldespato con fragmentos de vidrio muy delicados.	Qtz, feld
PND-1159	Chiquintad	69790	969980	Lava andesítica	Andesita porfídica alterada con fenocristales de plagioclasa alterados en una matriz microlítica/pilotaxítica.	Plag
PND-1166	Chiquintad	69970	970190	Lava andesítica	Andesita porfídica alterada con mucho carbonato	Carbt
PND-1168	Chiquintad	69930	970150	Lava andesítica	Fenocristales de plagioclasa y fenocristales máficos menores alterados a clorita, en una fina matriz pilotaxítica con microlitos de feldespato.	Plag, chl, feld
PND-1171	Chiquintad	70290	970070	Toba cristalina intermedia	Secciones delgadas de mala calidad. Cristales de plagioclasa alterados en una matriz vitroclástica, conteniendo delicados fragmentos de vidrio cuspidados.	Plag
PND-1173	Chiquintad	70480	970060	Lava andesítica	Alterada. Fenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno cloritizado? en una fina matriz.	Plag, chl, cpx
PND-1174	Chiquintad	70510	970050	Lava andesítica	Alterada. Fenocristales de plagioclasa alterada a carbonato y de mineral máfico alterado a clorita, en una fina matriz alterada rica en microlitos y finos listones de feldespato.	Plag, carbt, chl, feld
PND-1178	Chiquintad	70660	969990	Lava andesítica	Fenocristales de plagioclasa y de un mineral máfico alterado a clorita, en una matriz feldespática fluxionada/pilotaxítica	Plag, chl, feld
PND-1181	Chiquintad	70950	969900	Toba dacítica	Toba dacítica soldada que contiene lapilli lítico, cuarzo roto y cristales de feldespato en una matriz vítrea marrón pálido intensamente soldada	Qtz, feld

Muestra	Carta	UTMX	UTMY	Tipo de roca	Descripción	Minerales
PND-1192	Gualleturo	72140	971230	Lava andesítica	Lava andesítica alterada. Fenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno alterados a clorita y carbonato en una matriz pilotaxítica.	Plag, cpx, chl, carbt
PND-1195	Gualleturo	72130	971480	Lava andesítica	Lava muy alterada con amígdalas rellenas de clorita. Abundante calcita	Chl, calc
PND-1196	Gualleturo	72120	971520	Lava andesítica	Lava andesítica alterada. Microfenocristales de plagioclasa en matriz vítrea/microlítica muy fina	Plag
PND-1210	Juncal	72490	972410	Toba dacítica hornbléndica	Toba dacítica soldada con matriz vítrea. Buena textura vitroclástica con fragmentos de vidrio. Cristales rotos de plagioclasa, cuarzo, hornblenda y biotita menor. Clastos líticos de lava andesítica	Plag, qtz, hbl, bt
PND-1220	Suscal	71890	973675	Lava andesítica hiperesténica	Lava andesítica fresca con fenocristales de plagioclasa, magnetita y pequeñas cantidades de hiperstena pleocroica en una matriz finamente recristalizada.	Plag, mag, opx
PND-1231	Gualleturo	71810	972060	Lava andesítica	Lava andesítica alterada. Fenocristales de plagioclasa alterados a calcita y fenocristales máficos completamente cloritizados en una fina matriz feldespática con textura pilotaxítica.	Plag, calc, chl, feld
PND-1235	Gualleturo	71950	972260	Lava andesítica/dacítica	Lava andesítica alterada, similar a la 1231. Fenocristales de plagioclasa epidotizados y fenocristales máficos cloritizados en una fina matriz feldespática con textura pilotaxítica.	Epid, plag, chl, feld
PND-1249	Gualleturo	71820	970720	Lava andesítica	Lava andesítica porfídica. Fenocristales de plagioclasa y máficos cloritizados en una fina matriz feldespática con textura pilotaxítica	Plag, chl, feld
PND-1251	Gualleturo	71810	970540	Lava andesítica	Lava andesítica alterada. Fenocristales de plagioclasa parcialmente alterados a calcita, pequeñas cantidades de pequeños fenocristales máficos alterados a clorita y calcita, en una fina matriz feldespática alterada con magnetita finamente dividida.	Plag, calc, chl, feld, mag
PND-1259	Cuenca	71140	968270	Lava andesítica	Lavas andesíticas alteradas. Fenocristales de plagioclasa y fenocristales máficos menos comunes alterados a clorita en una matriz pilotaxítica de microlitos de feldespato con magnetita	Plag, chl, feld, mag
PND-1330	Pijilí	66340	968450	Anfibolita	Roca equigranular de grano fino rica en hornblenda. Compuesta predominantemente por hornblenda y algo de cuarzo intergranular.	Hbl, qtz
PND-1333	Pijilí	66390	977910	Basalto cizallado	Sección delgada de muy mala calidad. Roca muy cizallada y alterada con vetillas de cuarzo deformadas. En algunos puntos pueden reconocerse restos de basalto uralitizado.	Qtz
PND-1368	Chiquintad	69547	979920	Toba ácida soldada	Sección delgada de calidad extremadamente mala. Matriz vitroclástica de color marrón pálido. Fuertemente soldada con pómez deformada. Cristales de feldespato	Feld
PND-1372	Molleturo	69389	970030	Toba dacítica soldada	Sección delgada de muy mala calidad. Toba ácida fuertemente soldada con cristales de feldespato y clastos líticos.	
PND-1376	Chiquintad	69495	979110	Lava dacítica	Fenocristales de plagioclasa y numerosos cristales de hornblenda pseudomorfizados por magnetita. Raros microfenocristales euhedrales de biotita.	Plag, hbl, mag, bt
PND-1379	Gualleturo	69617	979672	Roca alterada	Sección delgada de muy mala calidad. Porfirítica, clorita después de anfíbol.	Chl, amph
PND-1380	Gualleturo	69570	970800	Diorita hornbléndica	Sección delgada de muy mala calidad.	
PND-1384	Pancho Negro	69290	970840	Toba ácida alterada	Sección delgada de muy mala calidad. Toba ácida alterada. Cristales de cuarzo rotos en una matriz muy fina intensamente sericitizada con posibles texturas 'fantasmas' o relictos vítreos. ¿Misma roca que PND-1390?	Qtz, seric
PND-1388	Pancho Negro	69030	970930	Andesita/andesita basáltica	Sección delgada de muy mala calidad. Andesita/andesita basáltica de grano fino-medio.	
PND-1390	Pancho Negro	69000	960970	Toba ácida soldada	Sección delgada de muy mala calidad. Grandes cristales de cuarzo con golfos y redondeados en una matriz vítrea silícica muy fina y alterada. Textura relicta con lapilli pumíceo alrededor de los cristales de cuarzo, lo que indica que la roca está soldada. Roca muy similar a PND-1384	Qtz
PND-1410	Chiquintad	70580	969212	Roca volcánica ácida	Sección delgada de mala calidad. Cristales de cuarzo en una matriz silícica recristalizada. Posiblemente una lava ácida	Qtz
PND-1423	Chiquintad	71156	969899		Sección delgada de calidad excepcionalmente mala - inutilizable	
PND-1425	Chiquintad	71135	969875	Toba de lapilli dacítica	Sección delgada de mala calidad. Toba ácida intermedia alterada (carbonatada). Cristales rotos, algunos clastos líticos, incluidos clastos de toba ácida, algunos lapilli pumíceos.	Carbt
PND-1450	Gualleturo	70783	971912	Toba dacítica	Alterada-carbonatada. Numerosos cristales de feldespato rotos y angulosos y, menos frecuentemente, cristales de cuarzo y clastos líticos en una matriz carbonatada fina.	Carbt, feld, qtz
PND-1472	Gualleturo	70739	972189	Toba dacítica	Sección delgada de calidad extremadamente mala. Numerosos cristales rotos en una matriz fina.	
PND-1495	Suscal	71112	973542		Sección delgada de calidad extremadamente mala- inutilizable	
PND-1499	Pancho Negro	67272	970873	Arenisca	Arenisca cuarzo-feldespática de grano fino. Carbonatada	Qtz, feld, carbt
PND-1500	Pancho Negro	67253	970825	¿Toba?	Sección delgada de calidad extremadamente mala. Posible toba	
PND-1504	Pancho Negro	67270	970540	Basalto cizallado	Sección delgada de calidad extremadamente mala. Basalto con textura cataclástica. Numerosos cristales rotos de piroxeno.	Px

Muestra	Carta	UTMX	UTMY	Tipo de roca	Descripción	Minerales
PND-1603	Cuenca	71097	968251	Andesita/microdiorita	Microfenocristales de plagioclasa zonada, clinopiroxeno, ortopiroxeno alterado y cuarzo intersticial.	Plag, cpx, opx, qtz
PND-1604	Cuenca	71050	968250	Toba dacítica soldada	Cristales de feldespato, cristales de cuarzo accesorios, pequeños lapilli pumíceos y lapilli líticos menores en una matriz vitroclástica soldada. Fuertemente cloritizado y sericitizado	Feld, qtz, chl, seric
PND-1623A	Molleturo	67200	970050	Toba-hialoclastita basáltica	Feldespatos alterados, lapilli lítico y 'clastos de escoria' vesiculares, con fragmentos de vidrio cloritizados. Mucha clorita y epidota	Feld, chl, epid
PND-1624	Molleturo	67264	970118	Toba riolítica	Rica en cristales. Numerosos cristales euhedrales y rotos de cuarzo, muchos de ellos con golfos. Feldespato K y cristales máficos cloritizados-epidotizados. Grandes lapilli pumíceos tubulares y algunos clastos líticos.	Qtz, feld, chl, epid
PND-1628	Chaucha	69110	978430	Toba dacítica	Muy rica en cristales de cuarzo redondeados, con golfos y rotos, feldespatos y clastos líticos en una fina matriz vítrea marrón. Algo de epidota y clorita. Fiamme de escoria/pómez vesicular verde oscuro deformado y soldado (coágulos poco vesiculares de magma original).	Qtz, feld, epid, chl
PND-1634	Chaucha	68834	968512	Toba andesítica	Numerosos cristales rotos de feldespato y cuarzo y clastos líticos. Algunos fragmentos de vidrio visibles en la matriz	Feld, qtz
PND-1635	Chaucha	68812	968531	Lava andesítica hornbléndica	Abundantes cristales de hornblenda de color marrón verdoso pálido, plagioclasa de zonación compleja y magnetita en una matriz feldespática cristalina.	Hbl, plag, mag, feld
PND-1641	Molleturo	68822	968765	Andesita	Microporfírica. Numerosos pseudomorfos de magnetita después de hornblenda. Clorita y epidota después de fenocristales de plagioclasa y máficos. Matriz muy fina de listones y microlitos de feldespato.	Hbl, chl, epid, plag, feld
PND-1645	Chiquintad	70350	970350	¿Lava andesítica/dacítica alterada?	Fenocristales de plagioclasa y magnetita después de piroxeno en una matriz recristalizada de cuarzo-feldespato. Mucho cuarzo secundario, calcita y sericita. Posiblemente corneanizada. Roca bandeada en afloramiento	Plag, mag, px, qtz, feld, calc, seric
PND-1647	Chiquintad	70285	970250	Toba ácida (¿dacítica?)	Pseudomorfos de magnetita después de fenocristales máficos, algunos cristales de feldespato alterados, pequeños lapilli líticos y pumíceos de baja densidad, en una fina matriz recristalizada cuarzo-feldespática, vitroclástica, con abundantes fragmentos de vidrio delicados y cuspidados con vesículas.	Mag, feld, qtz
PND-1651	Gualleturo	69910	970860	Lava andesítica alterada	Fenocristales de plagioclasa sericitizados, y máficos completamente alterados a clorita y epidota. Xenolitos microdioríticos relacionados en una matriz finamente recristalizada.	Plag, seric, chl, epid
PND-1652	Gualleturo	69876	971002	Toba de lapilli andesítica-dacítica	Cristales de feldespato, cuarzo menor y pseudomorfos de magnetita después de anfíbol. Numerosos lapilli líticos de lava andesítica. Matriz alterada a calcita, sericita y cuarzo secundario, pero con clara textura vitroclástica con fragmentos de vidrio cuspidados no deformados	Qtz, mag, amph, calc, seric
PND-1657	Gualleturo	69734	971324	Toba riolítica cristalina soldada	Muy rica en cristales de plagioclasa, feldespato alcalino, cristales de cuarzo euhedrales y con golfos, biotita y magnetita alteradas de menor importancia, y algunos lapilli líticos. Matriz vitroclástica fuertemente soldada, recristalizada pero casi vítrea.	Plag, feld, qtz, bt, mag
PND-1658	Gualleturo	69735	971335	Toba riolítica soldada	Cristales de cuarzo y clastos líticos de toba ácida en una matriz vitroclástica intensamente soldada con fiamme de pómez deformada. Matriz vítrea alterada a calcita y sericita	Qtz, calc, seric
PND-1659	Gualleturo	69743	971369	Basalto microporfírico	Microfenocristales de plagioclasa, cpx euhedral y magnetita en una fina matriz de listones esqueléticos de plagioclasa. Algo de clorita, posiblemente después de una fase máfica	Plag, cpx, mag, chl
PND-1665	Gualleturo	69896	971613	Lava andesítica	Muestra 1665A. Microfenocristales de plagioclasa. Pseudomorfos muy pequeños de magnetita y clorita después de anfíbol en una matriz de listones y microlitos de plagioclasa alineados por flujo y pilotaxíticos.	Plag, mag, chl, amph
PND-1675	Gualleturo	70200	972180	Toba lítica cristalina riolítica	Cristales de cuarzo, feldespato y magnetita, y numerosos lapilli líticos pequeños, principalmente de lava, en una matriz vítrea muy fina	Qtz, feld, mag
PND-1704	Suscal	72040	974011	Microbrecha andesítica hornbléndica	Clastos polimícticos de lava andesítica de hornblenda en una matriz andesítica fina. Matriz 'polvorienta', rica en cristales, posiblemente la matriz de un flujo de bloques y ceniza	Hbl
PND-1715	Juncal	72631	974144	Microbrecha andesítica piroxénica	Clastos de lava andesítica vítrea en una fina matriz andesítica 'polvorienta' que contiene mucho polvo y cristales rotos. Los clastos de andesita contienen fenocristales de plagioclasa, cpx y magnetita.	Plag, cpx, mag
PND-1731	Juncal	72436	973955	Arenisca volcánica andesítica	Numerosos granos angulosos de plagioclasa, hornblenda, cpx y cuarzo menor soportados en una matriz fina 'sucia'. Textura de grauvaca	Plag, hbl, cpx, qtz
PND-1732	Suscal	71669	972738	Clasto de andesita hornbléndica	Clasto de conglomerado de bloques. Numerosos fenocristales de plagioclasa frescos, fuertemente zonados, y hornblenda marrón, parcialmente oxidada y fresca, en una fina matriz feldespática.	Plag, hbl, feld
PND-1733	Alausí	72900	976320	Arenisca volcánica	Pobremente clasificada, compuesta por numerosos granos angulosos a subangulosos de feldespato, cuarzo y clastos líticos, opx y magnetita menores, soportados en una matriz clorítica con algo de calcita.	Feld, qtz, opx, mag, chl, calc
PND-1734	Matilde Esther	72156	976918	Toba cristalina ácida	Numerosos cristales de feldespato alcalino, algo de cuarzo y clastos líticos. Los intersticios consisten en fiamme vesicular deformado que está alterado a clorita y calcita	Feld, qtz, chl, calc
PND-1738	Chiquintad	69950	969900	¿Dique o lava andesítica alterada?	Fenocristales de plagioclasa, rara hornblenda alterada a magnetita, y máficos cloritizados en una matriz muy fina con mucho cuarzo y calcita	Plag, hbl, mag, chl, qtz, calc
PND-1740	Chiquintad	69880	969710	Toba cristalina dacítica	Alterada. Posiblemente sedimento volcánico mal clasificado. Numerosos cristales de feldespato alcalino y plagioclasa, algunos grandes cristales euhedrales-subhedrales de cuarzo con golfos, algunos clastos líticos. Clorita y calcita	Feld, plag, qtz, chl, calc
PND-1755	Gualleturo	70220	971750	Lava andesítica	Fenocristales euhedrales de plagioclasa, cpx, magnetita y numerosos pseudomorfos de clorita después de un mineral máfico, en una matriz vítrea recristalizada muy fina	Plag, cpx, mag, chl
PND-1769	Alausí	72420	975280	Toba andesítica?	Numerosos cristales de feldespato, epidota, sin máficos en una matriz recristalizada	Epid, epid

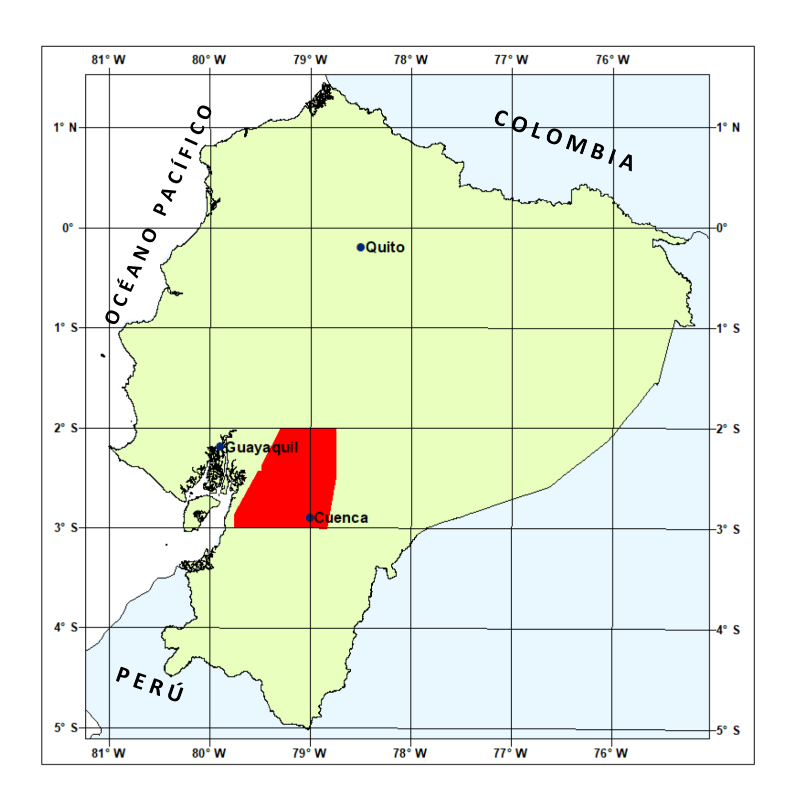
Muestra	Carta	UTMX	UTMY	Tipo de roca	Descripción	Minerales
PND-1774	Alausí	72680	975160	Arenisca volcánica	Granos angulosos mal clasificados de feldespato, cuarzo, magnetita y clastos líticos.	Feld, qtz, mag
PND-1785	La Troncal	69250	973040	Toba-hialoclastita basáltica	Numerosos cristales de plagioclasa con fiamme vítreo o fragmentos deformados de escoria. Mucho vidrio cloritizado y vetillas de epidota y calcita	Plag, chl, epid, calc
PND-1805	Chaucha	68580	968410	Toba cristalina andesítica	Cristales rotos de plagioclasa y clorita, epidota y óxido, en una fina matriz polvorienta rica en fragmentos de cristales rotos y fiamme vítreo recristalizado	Plag, chl, epid
PND-1807	Chaucha	68529	968385	Toba cristalina andesítica alterada	Numerosos cristales de feldespato-sericitizados, cloritizados y epidotizados, en una matriz soldada con fiamme deformado	Feld, chl, epid
PND-1809	Chaucha	68470	968300	Lava andesítica alterada	Fenocristales de feldespato alterados a epidota y máficos alterados a clorita y epidota en una matriz muy pilotaxítica con clorita	Feld, epid, chl
PND-1815	Chaucha	69360	968480	Lava andesítica alterada	Fenocristales de plagioclasa alterados, pequeños fenocristales de cuarzo redondeados. Mucho carbonato secundario	Plag, qtz, carbt
PND-1816	Chaucha	69355	968470	Clasto de andesita	Clasto en brecha. Lava andesítica fuertemente alterada. Mucha calcita y clorita	Calc, chl
PND-1820	Chaucha	68180	966855	Toba cristalina riolítica soldada	Abundantes cristales de cuarzo rotos con golfos, plagioclasa, biotita cloritizada en una matriz vítrea vitroclástica cloritizada de color marrón pálido. Clorita esferulítica. Numerosos clastos de lava andesítica porfídica oxidada de color marrón rojizo.	Qtz, plag, chl, bt
PND-1828	Chaucha	67885	967165	Toba dacítica soldada	Pequeños cristales rotos de feldespato y cuarzo. Cristales máficos alterados a epidota. Matriz sericitizada muy fina con fiamme sericitizado soldado.	Feld, qtz, epid, seric
PND-1833	Chaucha	68630	968625	Clasto de lava andesítica	Clasto de brecha. Lava andesítica alterada. Fenocristales de feldespato sustituidos por calcita en una fina matriz pilotaxítica con calcita, clorita y magnetita.	Feld, calc, chl, mag
PND-1834	Chaucha	68565	968650	Lava andesítica alterada	Microfenocristales de plagioclasa alterados a calcita y epidota, y máficos completamente alterados a clorita y magnetita. En una matriz pilotaxítica muy fina	Plag, calc, epid, chl, mag
PND-1835	Chaucha	68550	968645	Toba lítica cristalina intermedia	Toba andesítica/dacítica con abundantes cristales de feldespato, algo de cuarzo y abundantes clastos líticos - la mayoría de lava andesítica/dacítica. Mucha epidota y clorita. Matriz fina, vítrea y soldada.	Feld, qtz, epid, chl
PND-1840	Molleturo	69215	969940	Lava dacítica	Microporfírica. Fenocristales de plagioclasa y, menos frecuentemente, fenocristales de cuarzo redondeados con golfos. Fenocristales máficos alterados. Matriz feldespática	Plag, qtz
PND-1843	Molleturo	69175	969980	Toba riolítica soldada	Alterada. Textura vitroclástica intensamente soldada. Muy alterada a sericita y calcita.	Seric, calc
PND-1848	Molleturo	69095	969950	Toba andesítica alterada	Muy alterada. Mucha calcita, clorita y sericita. Clastos líticos de andesita	Calc, chl, seric
PND-1850	Molleturo	69080	969950	Lava andesítica	Plagioclasa fresca, algo de cpx cloritizado en matriz de listones de feldespato. Similar a la muestra PND-1840	Plag, chl, cpx, feld
PND-1851	Chiquintad	70495	970045	Lava andesítica alterada	Lava andesítica microporfírica alterada. Feldespato epidotizado, máficos cloritizados, algo de magnetita en una matriz feldespática.	Feld, chl, mag
PND-1858	Chiquintad	70620	970440	Lava andesítica alterada	Lava andesítica porfídica fuertemente alterada. Matriz pilotaxítica con mucha calcita y carbonato.	Calc, carbt
PND-1872	Chiquintad	70420	969525	Lava andesítica alterada	Cpx cloritizado y actinolitizado. Matriz de listones de feldespato	Chl, actl, cpx, feld
PND-1874	Chiquintad	69365	969295	Toba andesítica soldada	Toba lítica de cristales fuertemente soldada. Lapilli lítico de lava andesítica	
PND-1898	Chiquintad	69590	968935	Lava andesítica alterada	Fenocristales de plagioclasa y máficos alterados a clorita y calcita	Plag, chl, calc
PND-1900	Chiquintad	69555	968910	Toba de lapilli andesítica	Abundantes clastos de lava andesítica y fiamme/escoria cloritizada. Parece un flujo de escoria	Chl
PND-1903	Molleturo	69275	969410	Lava dacítica	Fenocristales de feldespato en una matriz muy fina recristalizada	Feld
PND-1905	Molleturo	69225	969465	Toba dacítica soldada	Abundantes cristales de cuarzo redondeados con golfos, feldespatos y clastos líticos en una matriz vitroclástica soldada de fragmentos de vidrio deformados y fiamme.	Qtz, feld
PND-1908	Molleturo	69170	969480	Matriz de brecha andesítica	Matriz a brecha. Matriz de lava andesítica de listones pilotaxíticos y microlitos de feldespato con fenocristales de feldespato y máficos cloritizados.	Feld, chl
PND-1910	Molleturo	69150	969500	Toba dacítica/riolítica soldada	Abundantes cristales de cuarzo redondeados con golfos, feldespato alterado a calcita y sericita, biotita alterada a clorita. Numerosos clastos de lava andesítica. Matriz vítrea-vitroclástica soldada	Qtz, feld, calc, seric, bt, chl
PND-1915	Chiquintad	70470	968905	Toba andesítica/dacítica soldada	Alterada-carbonatada. Clastos de lava andesítica en una matriz vitroclástica vítrea marrón escoriácea soldada/aglutinada. Los clastos son feldespatofíricos. Pequeños cristales de cuarzo.	Carbt, feld, qtz
PND-1919	Chiquintad	70435	968855	Toba andesítica	Depósito de flujo de escoria/toba andesítica. Fragmentos de lava andesítica en una matriz aglutinada/soldada de escoria/fiamme vítrea andesítica marrón.	
PND-1923	Chiquintad	70360	968670	Toba/brecha andesítica	Clastos de lava andesítica pilotaxítica de grano fino en una matriz del mismo material. Mucho carbonato, clorita y sericita.	Carbt, chl, seric
PND-1927	Chiquintad	70600	969000	Toba de lapilli andesítica	Similar a las muestras 1915/1923. Alterada-mucho carbonato y sericita. Clastos líticos de lava andesítica, feldespatos y algunos cristales de cuarzo en una fina matriz vitroclástica soldada de color marrón pálido con fragmentos de vidrio.	Carbt, seric, feld, qtz
PND-1929	Chiquintad	70670	969055	Lava andesítica	Recristalización en copos de nieve de la matriz fina. Fenocristales de feldespato sericitizado, clorita y carbonato	Feld, chl, carbt

Muestra	Carta	UTMX	UTMY	Tipo de roca	Descripción	Minerales
PND-1931	Chiquintad	70715	969110	Toba lítica andesítica	Cristales de plagioclasa y lapilli de lava andesítica, en una fina matriz vítrea que incluye escoria deformada. Mucha calcita, clorita y epidota. Cristales máficos alterados a calcita.	Plag, calc, chl, epid
PND-1938	Molleturo	69370	968925	Toba lítica andesítica	Numerosos lapilli líticos de lava andesítica pilotaxítica fina, cristales de plagioclasa y esporádicos cristales de cuarzo. Matriz polvorienta con posibles fragmentos de vidrio	Plag, qtz
PND-1941	Molleturo	69345	968880	Toba riolítica	Toba riolítica de grano fino. Esporádicos cristales de plagioclasa, poco cuarzo y raros clastos líticos de lava pilotaxítica y toba. Matriz polvorienta muy fina con algunos fragmentos de vidrio visibles.	Plag, qtz
PND-1942	Molleturo	69335	968845	Toba dacítica soldada	Toba dacítica intensamente soldada. Abundantes cristales de feldespato y cristales de cuarzo rotos, redondeados y con golfos, algo de biotita, magnetita y clorita después de máficos. Algunos clastos líticos. Matriz vítrea marrón con intensa soldadura/textura eutaxítica.	Feld, qtz, bt, mag, chl
PND-1958	Chiquintad	68345	969015	Toba riolítica soldada	Cristales de feldespato, cuarzo y magnetita en matriz muy fina recristalizada con buena textura vitroclástica con fragmentos de vidrio. Alteración sericítica	Feld, qtz, mag, seric
PND-1961	Chiquintad	70500	970085	Lava andesítica alterada	Clorita, calcita, epidota y sericita	Chl, calc, epid, seric
PND-1962	Molleturo	68370	968940	Toba dacítica soldada	Numerosos cristales de cuarzo redondeados con golfos, feldespatos y clorita. Matriz vitroclástica marrón pálido fuertemente soldada con pómez tubular.	Qtz, feld, chl
PND-1967	Molleturo	68405	968825	Lava dacítica	Parcialmente alterada. Menor cpx alterado a clorita, mucha magnetita algunos después de anfíbol, en una matriz cuarzo-feldespática recristalizada	Cpx, chl, mag, amph, qtz, feld
PND-1969	Molleturo	68445	968800	Toba dacítica	Numerosos cristales de cuarzo, feldespato y mucha biotita en una fina matriz. Alterada. Posibles xenolitos plutónicos	Qtz, feld, bt
PND-1975	Molleturo	68330	968720	Toba andesítica	Toba andesítica de cristales líticos. Alterada - clorita, epidota, actinolita	Chl, epid, actl
PND-1977	Molleturo	68375	968690	Toba andesítica-dacítica	Cristales de feldespato y algunos clastos de lava en matriz muy fina polvorienta/recristalizada. Posible fiamme cloritizado. Mucha clorita, epidota y carbonato	Feld, chl, epid, carbt
PND-1979	Molleturo	68390	968660	Roca alterada	¿Lava andesítica muy alterada? Fenocristales de plagioclasa. Mucha clorita, epidota y magnetita	Plag, chl, epid, mag
PND-1980	Molleturo	68400	968650	Toba andesítico-dacítica	De grano muy fino y fuertemente alterada a sericita y clorita	Seric, chl
PND-1985	Chiquintad	70250	968730	Toba dacítica	Cristales de feldespato, pequeños clastos de cuarzo y líticos en una masa finamente recristalizada. Clasto lítico de lava andesítica. Mucha sericita y clorita	Feld, qtz, seric, chl
PND-2004	Matilde Esther	70090	977380	Arenisca volcánica básica	Granos angulosos de feldespato y abundantes fragmentos de vidrio cloritizado/sideromelano, magnetita y granos líticos de basalto variolítico fino. Mucho vidrio cloritizado	Chl, mag
PND-2005	Matilde Esther	69980	977000	Toba/hialoclastita basáltica	Lapilli de vidrio basáltico vesicular muy expandido (escoria), y fragmentos de vidrio. Cloritizado. Algo de epidota	Chl, epid
PND-2010	Matilde Esther	71080	976990	Arenisca-toba basáltica	Toba basáltica retrabajada o arenisca volcánica. Cristales de feldespato y numerosos granos vesiculares en forma de cúspide de basalto y fragmentos de vidrio basáltico y lapilli vesiculares de escoria. Vidrio cloritizado	Feld, chl
PND-2013	Matilde Esther	70960	976740	Hialoclastita	Fragmentos de vidrio y lapilli de vidrio basáltico muy vesicular	
PND-2017	Matilde Esther	71510	977170	Toba basáltica	Toba basáltica subacuática-hialoclastita retrabajada. Fragmentos de vidrio cloritizado y fragmentos de lava basáltica de grano muy fino. Texturas de enfriamiento	
PND-2020	Matilde Esther	71480	976310	Lava andesítica alterada	Fenocristales de plagioclasa y pseudomorfos de clorita en una fina matriz de listones de plagioclasa.	Plag, chl
PND-2021	Matilde Esther	71310	976180	Lava andesítica hornbléndica alterada	Fenocristales de plagioclasa, hornblenda y cuarzo menor en una matriz muy fina polvorienta y recristalizada. Mucha clorita, epidota y carbonato. Posible fiamme cloritizado	Plag, hbl, qtz, chl, epid, carbt

ANEXO 4 DEL INFORME:

GEOLOGÍA DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL
DEL ECUADOR
ENTRE 2°00’ Y 3°00’ S

EDADES RADIOMÉTRICAS



PROGRAMA DE INFORMACIÓN Y CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA
(UBICACIÓN DEL ÁREA DEL MAPA 2)

QUITO, 1997

Edades radiométricas

La siguiente tabla presenta detalles de las nuevas edades radiométricas obtenidas durante el transcurso del proyecto. Las dataciones por trazas de fisión se obtuvieron a partir de zircones y fueron determinadas en el Instituto Geológico del ETH Zúrich por Michael Steinmann. Las dataciones por K/Ar se determinaron en cristales de hornblenda en el Centro de Reactor de la Universidad de Escocia, East Kilbride.

Table 1. Nuevas edades radiométricas

Muestra No.	UTMX	UTMY	Unidad litológica	Tipo de roca	Método	Edad (Ma)
M3-946	7309	97776	Fm. Cisarán	Lava andesítica	Trazas de fisión	6.9 ± 0.7
PND-272	6999	96918	Unidad Tomebamba	Toba de flujo de ceniza andesítica	Trazas de fisión	34.1 ± 1.3
PND-1083	7429	97441	Fm. Cisarán	Lava andesítica	K/Ar	7.15 ± 0.38
PND-1438	6887	97012	Fm. Plancharumi	Toba de caída aérea riolítica	Trazas de fisión	25.7 ± 1.1
PND-1621	6907	96793	Fm. Soldados	Toba de flujo de ceniza dacítica	Trazas de fisión	29.8 ± 1.2
PND-1692	6998	97252	Fm. Ocaña	Toba de flujo de ceniza dacítica	Trazas de fisión	37.0 ± 1.5
PND-1693	7217	97192	Fm. Cerro Caucay	Toba de flujo de ceniza riolítica	Trazas de fisión	30.2 ± 1.1
PND-1694	7228	97208	Fm. Cerro Caucay	Toba de flujo de ceniza riolítica	Trazas de fisión	27.0 ± 1.0
PND-1698	7164	97692	Fm. Ocaña	Toba de flujo de ceniza dacítica	Trazas de fisión	38.6 ± 1.3
PND-1699	7189	97429		Intrusión de diorita	K/Ar	7.59 ± 0.35
PND-1734	7215	97692	Grupo Angamarca	Toba de flujo de ceniza dacítica	Trazas de fisión	37.8 ± 3.5

